

SZEGEDI TUDOMÁNYEGYETEM
Természettudományi és Informatikai Kar
Földtudományok Doktori Iskola
Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék

**A MAROS HORDALÉKKÚP FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI
REKONSTRUKCIÓJA**

Doktori (Ph.D.) értekezés

SÜMEGHY BORBÁLA ALICE

*Témavezető:
Dr. Kiss Tímea*

Szeged, 2014

TARTALOMJEGYZÉK

1. BEVEZETÉS	1
2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK	5
2.1. Hordalékkúpok típusai, csoportosításuk	5
2.2. Hordalékkúpok felszínformáló folyamatai	6
2.2.1. Elsődleges folyamatok	7
2.2.2. Másodlagos folyamatok	8
2.3. A folyóvízi folyamatok által kialakított hordalékkúpok geomorfológiai formái	9
A magyarországi hordalékkúp vizsgálatok rövid áttekintése	11
A Maros hordalékkúp felszínformái	11
2.4. Paleo-medrek egykori vízhozamának meghatározási lehetőségei	12
Morfometriai alapú vízhozam meghatározás	13
2.5. Paleo-medrek kormeghatározása	15
OSL (Optikailag Stimulált Lumineszcens) kormeghatározás	17
3. KUTATÁSI TERÜLET – A MAROS HORDALÉKKÚPJA	18
3.1. A vízgyűjtő általános jellemzése	18
3.2. A Maros vízrendszerének fejlődése	20
3.3. Mintaterület és mintavételi helyek	23
4. MÓDSZEREK	30
4.1. A hordalékkúp felszínének vizsgálata	30
4.1.1. A hordalékkúp esése	30
4.1.2. A medrek mintázatának vizsgálata és morfológiai elemzése	30
4.1.3. A paleo-medrek esése	34
4.2. Vízhozam számítás	35
4.2.1. Regionális érvényességű vízhozam egyenletek létrehozása	35
4.2.2. Paleo-medrek egykori vízhozamának meghatározása	36
4.3. Mederanyag vizsgálata	37
4.3.1. Szemcse-összetételi vizsgálatok	39
4.3.2. Kormeghatározás	39
5. EREDMÉNYEK	41
5.1. A hordalékkúp esése és fluviális formakincse	41
5.1.1. Hordalékkúp esése	41
5.1.2. A paleo-medrek mintázata, morfológiai és morfológiai jellemzőik	45
5.1.3. Medrek esése	53
5.1.4. Részösszegzés	54
5.2. Paleo-medrek vízhozama	58
5.2.1. Regionális érvényességű vízhozam egyenletek létrehozása	58
5.2.2. Paleo-vízhozamok meghatározása	59
5.2.3. Részösszegzés	61
5.3. Paleo-meder zátonyok szemcse-összetétele és kormeghatározása	62
5.3.1. Szemcse-összetételi vizsgálatok eredményei	62
5.3.2. OSL korok	66
5.3.3. Részösszegzés	68

5.4. <i>A Maros futásvonalának változásai</i>	70
Részösszegzés	73
5.5. <i>Fejlődéstörténeti rekonstrukció</i>	74
6. ÖSSZEGZÉS	81
6.1. <i>A hordalékkúp geomorfológiai vizsgálata</i>	81
6.2. <i>Paleo-medrek vízhozama</i>	83
6.3. <i>Az vizsgált paleo-medrek zátonyainak szemcse-összetétele és kormeghatározása</i>	84
6.4. <i>A Maros futásvonalának változásai</i>	85
6.5. <i>Kor, klimatikus viszonyok, esés, vízhozam és medermintázat összefüggései</i>	86
IRODALOMJEGYZÉK	88
KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS	99
SUMMARY	100

1. BEVEZETÉS

A Maros építette az Alföld harmadik legnagyobb hordalékkúpját, amelynek különlegesen szabályos legyezőszerű alakja van, és amelyen – a Nyírséggel vagy a Duna-Tisza közti hordalékkúppal szemben – fluviális formák dominálnak. A Maros hordalékkúpjának fejlődéstörténetével több kutató is foglalkozott (*Cholnoky* 1924, *Pécsi* 1959, *Somogyi* 1961, *Borsy* 1987, 1989, *Mike* 1991, *Lovász* 2006), azonban a rendelkezésre álló adatok nem megfelelő felbontása vagy bizonyos technológiák hiánya miatt ma is vannak a hordalékkúp történetének ismeretlen vagy kevésbé feltárt mozzanatai.

A magyarországi hordalékkúp kutatások alapját az 1960-as évek földtani fúrásainak elemzése adta, melyek alapján elsősorban a hordalékkúpok negyedidőszaki fejlődéstörténetét rekonstruálták. Kialakulásuk azonban már a pliocénben elkezdődhetett (*Borsy* 1987) és a holocén második felében fejeződhetett be (*Borsy* 1989). Magyarországon a Duna, a Tisza és mellékfolyóik építettek kiterjedt hordalékkúpokat illetve hordalékkúp-síkságokat a hegységek peremén, illetve a nagyobb folyók egészen az alföldek közepéig benyúló hordalékkúpokat hoztak létre. A magyarországi hordalékkúpok közül a kisalföldi hordalékkúp fejlődéstörténete különbözik az Alföldön találhatóktól, hiszen a Kisalföld csupán a pleisztocén közepén kezdett süllyedni, míg az alföldi területek igaz, hogy változó ütemben, de folyamatosan süllyedtek a felső pliocén óta (*Borsy et al.* 1969). Ezért a hordalék felhalmozása is más ütemben zajlott.

A Duna *kisalföldi hordalékkúpját* dominálónan durva kavicsos rétegek építik fel (*Mike* 1991), amelyek a medence belseje felé fokozatosan finomodnak (*Borsy et al.* 1969). A hordalékkúp két részből áll: a fiatalabb rész még a közelmúltban is aktívan fejlődött, míg az idősebb rész csupán a peremeken roncokban és hordalékkúp-teraszmaradványokban maradt meg (*Pécsi* 1975). A pleisztocén folyóvízi üledékek helyenként a 400 m-es vastagságot is eléri (*Mike* 1991). A hordalékkúp formakincsében azért hasonlít a Maroséra, mivel a kisalföldi hordalékkúp felszínét is folyóvízi formák uralják.

A Visegrádi-szorosból kilépő Duna *Duna-Tisza közti hordalékkúpjának* fejlődését elsősorban a Szegedi-süllyedék irányította (*Mike* 1991). A hordalékkúp csúcsi része a Pesti-síkságon fekszik, míg keleti pereme egészen a Tiszáig húzódik (*Borsy et al.* 1969, 1989). A negyedidőszakban a meg-megújuló emelkedések és süllyedések hatására a Duna fokozatosan bekalandozta a hordalékkúpot, majd feltehetőleg a würmben felvette ma is jellemző É-D irányát (*Mike* 1991). A folyó többször is lecsúszott a hordalékkúp túlmagasított részeiről, és bevágódott hordalékkúp csúcsi részébe négy típusos hordalékkúp-teraszt alakítva ki (*Borsy et al.* 1989). A hordalékkúp anyaga fokozatosan finomodik, így épülésének kezdetén még kavicsostestek rakódtak le, melyeket Kecskemétnél 200-250 m, Kiskunfélegyházánál már 500 m mélyen tártak fel (*Mike* 1991). A folyóvízi aktivitást követően a hordalékkúp felszínét a szél formálta tovább (*Mike* 1991), így alakulhatott ki hazánk egyik legnagyobb kiterjedésű, összefüggő futóhomok felszíne (*Borsy* 1954). Az intenzív homokmozgás hatására a fluviális formák döntő hányada megsemmisült, így ma eolikus formakincs uralja a felszínt.

A pleisztocén végén az ÉK-i Kárpátokból és az Erdély felől érkező, a Sárrét felé tartó valamennyi vízfolyás (legfőképp a Tisza és a Szamos) együttesen alakították ki a *Nyírségi hordalékkúp* legfeljebb 160 m vastagságú pleisztocén rétegsorát (*Borsy* 1954). Míg a hordalékkúp peremi részein a folyók még sok kavicsot halmoztak fel, addig a kavicsszintek délnyugat felé fokozatosan kiékelődnek és homokrétegekbe mennek át (*Borsy et al.* 1989, *Püspöki et al.* 2013). A hordalékkúpot építő vízfolyások átfolyhattak a területen egészen addig, míg a késő-glaciális során a Tisza át nem váltott a Szatmár-Beregi síkság és a Bodroghöz irányába (*Gábris* 1998). A hordalékkúp ekkor elveszítette a rajta átfolyó vízfolyásokat, azonban ezek nyomai – ha töredékesen is – de a nyírvízlaposok

formájában napjainkig fennmaradtak (*Kiss és Bódis* 2000). A Nyírség formakincsét tekintve átmenetinek tekinthető a fluviális formák dominálta kistápai és az eolikus formák uralta Duna-Tisza közti hordalékkúp között, hiszen az egykori vízfolyások medrei között egykori félig kötött futóhomok felszínek találhatók, és a két felszínformáló tevékenység valószínűleg egy időben is létezett (*Kiss et al.* 2012c).

Az Északi-középhegységből érkező vízfolyások hatalmas hordalékkúp-síkságot alakítottak ki, amelyből a *Sajó-Hernád* mélyen benyomult az Alföld belsejébe. A területen a negyedidőszaki üledék vastagsága a Sajó-Hernád találkozásánál csupán 90 m (*Mike* 1991), míg a mai Közép-Tisza mentén 300-400 m, a Nagykunság területén pedig 150-200 m (*Borsy* 1989). A kisebb vízfolyások zömében agyagot és iszapot raktak le, míg a Sajó és a Hernád kavicsos rétegeket is (*Borsy et al.* 1989, *Nagy* 2002). A negyedidőszak folyamán a Sajó és a Hernád is – hasonlóan a többi hordalékkúphoz – többször változtatott futásirányt, majd a Sajó a felső pleniglaciálisban be is vágódott hordalékkúpjába, így árvízmentes felszínek alakultak ki. Ez teremtett lehetőséget a kis kiterjedésű eolikus folyamatok formálta homokfoltok kialakulására (*Borsy* 1989), de felszínén a fluviális formák dominálnak (*Gábris et al.* 2001).

A *Maros* hordalékkúpján a hosszú ideig tartó üledék felhalmozás eredményeképp a hordalékkúp csúcsi részén a negyedidőszaki rétegsor vastagsága *Borsy et al.* (1989) szerint nem éri el a 100 m-t, míg nyugat felé az üledéktest vastagsága az 500-700 m-t is elérheti. A *Maros* hordalékkúp északi részének épülése *Borsy* (1987) szerint a felső pleniglaciális elejéig, míg a hordalékkúp tengelyében és a déli részén egészen a késő-glaciálisig tartott. *Mike* (1991) szerint a würmben három, míg a holocén során hat különböző futásvonal létezhetett. *Somogyi* (1961) pedig azt állapította meg, hogy a folyó a holocén elején térhetett át jelenlegi nyomvonalára. A *Maros* hordalékkúpjának fejlődése során végig jelentős mértékű volt a folyóvízi akkumuláció a medrek mentén illetve a hozzájuk tartozó ártereken. Ez lehet az egyik oka annak, hogy felszínén a futóhomok mozgás csupán néhány kisebb foltban alakulhatott ki (*Borsy et al.* 1969), illetve azt is fontosnak tartom, hogy hasonlóan a kistápai hordalékkúphoz, itt a *Maros* nem csúszott le a hordalékkúpról és nem erodált köré síkságokat.

Mivel a *Maros* hordalékkúpján – a többi nagy hordalékkúppal szemben – csak foltokban alakította át a felszínt az eolikus tevékenység (*Borsy et al.* 1969), lehetőség nyílt a hordalékkúp felszínén kirajzolódó egykori meder maradványok azonosítására és a *Maros* egykori futásvonalainak rekonstruálására. Bár a futásvonalak irányát *Mike* (1975b, 1991) és *Borsy* (1987, 1989) is hasonló módon határozta meg, azonban a medrek korát nem pontosan, vagy nagy időintervallumokra adták meg. *Borsy* (1989) a hordalékkúp aktivitási időszaka alapján késő-glaciálisig illetve késő-pleniglaciális elejéig aktív részeket különített el, míg *Mike* (1991) a medrek korát jóval fiatalabbnak határozta meg.

A magyarországi hordalékkúpok rövid fejlődéstörténeti áttekintése alapján megállapítható, hogy a nagy mederáttevődések háttérében leginkább tektonikus süllyedések és emelkedések álltak. A hordalékkúpok fejlődése és formálódása szempontjából azonban a klimatikus tényezőknek is nagy szerepet tulajdonítanak (*Blair és McPherson* 2009, *Zygmunt* 2009). Ezért dolgozatomban arra a kérdésre is kerestem a választ, hogy a tektonikus hatások mellett a klimatikus viszonyok milyen változásokat eredményezhettek a *Maros* hordalékkúp medreinek alakulásában.

A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek azonosítása alapján a fejlődéstörténet rekonstruálására egy több-lépcsős vizsgálatot terveztem. A kutatás során az alábbi főbb célokat tűztem ki, amelyek megvalósításához kisebb részfeladatokat kellett megoldanom.

(1) A hordalékkúp **geomorfológiai vázlatának** elkészítése

A felszín általános morfológiai jellemzésének részeként feltártam a hordalékkúp esésviszonyait, majd ez alapján elkülönítettem morfológiai egységeit. Ezt követően a különböző fluviális formák azonosítására volt szükség. A felszínen a formakincs gerincét az egykori elhagyott medrek és a hozzájuk kapcsolódó övzátonyok, sarlólaposok, lecsapoló medrek és mederközepe-zátonyok alkották. A geomorfológiai térképezés során az alábbi kérdésekre kerestem a választ:

- A medrek mintázata és a hordalékkúpon elfoglalt helyzete között felállítható-e valamiféle kapcsolat?
- Milyen morfológiai sajátosságokat hordoznak a Maros paleo-medrei?
- A korábbi kutatások által leírt, a medrek esése és mintázata közötti összefüggés fennáll-e a Maros paleo-medrei esetében is?
- Az anasztomizáló medrekre jellemző szétágazás és összefolyás hátterében milyen befolyásoló tényező állhat?

(2) A meanderező medrek morfológiai elemzése alapján az őket formáló vízfolyás **egykori vízhozamának kiszámítása**

A hordalékkúp formakincsének azonosítása után célul tűztem ki, hogy meghatározzam a medreket kialakító egykori vízhozamokat is. Bár több egyenlet is létezik (*Leopold és Wolman 1957, Dury 1961, 1976, Carlston 1965, Gábris 1986, Lauriol et al. 2002, Sylvia és Galloway 2006, Timár és Gábris 2008*), amellyel a medrek vertikális vagy horizontális paraméterei alapján lettek kidolgozva, ezek nem feltétlenül érvényesek a Tisza vízrendszerére az eltérő lefolyásviszonyok miatt. Ezért célom a Tisza vízrendszeréhez tartozó vízfolyások alapján regionális érvényességű egyenletek készítése, amelyek segítségével az egykori medrek mederkitöltő vízhozamai meghatározhatóvá válnak. Ezen részkutatás az alábbi kérdések köré szerveződött:

- Milyen kapcsolat tételezhető fel a medrek kanyarulati paraméterei és mederkitöltő vízhozamuk között?
- A horizontális kanyarulati paraméterek közül melyik áll legszorosabb összefüggésben a medrek mederkitöltő vízhozamával?

(3) A paleo-medrek **zátonyanyagának szemcse-összetétele**

A hordalékkúp felszínén azonosított medrek öv- és mederközepe zátonyaiból mintát vettem. Célom annak meghatározása volt, hogy vajon a Maros által lerakott homokanyag szemcse-összetétele különbözik-e térben és időben, illetve a medrek mikor voltak aktívak (OSL kormeghatározás). A kutatás kérdései a következők voltak:

- A medrek korával változott-e a szállított hordalék szemcse-összetétele?
- Milyen tendencia érvényesül a medrek szemcse-összetétel változása és a hordalékkúpon elfoglalt helyzete között?
- Hogyan változik a medrek homokanyagának szemcse-összetétele egy-egy kanyarulat övzátónysorán belül?

(4) A **medrek futásirányainak** azonosítása

A geomorfológiai térképezés során kirajzolódott, hogy a medrek jól elkülöníthető, összefüggő pásztákban helyezkednek el. Célom, hogy a különböző meder irányokhoz hozzárendelve a medrek korát a Maros hordalékkúp fejlődéstörténetének utolsó, a

felszíni képződményei által képviselt fázisát rekonstruáljam. A kutatás ezen részét a következő kérdések köré szerveztem:

- Mely medrek, mikor voltak a Maros aktív medrei?
- A hordalékkúpon funkcionálhatott-e egy időben egyszerre több meder?
- Az egyes irányváltások, a hirtelen bekövetkező, nagymértékű avulziók hátterében milyen tényezők állhattak?
- Milyen tényezők befolyásolhatták a medrek mintázatváltozásait?

(5) Végül ahhoz, hogy a hordalékkúp **fejlődéstörténeti rekonstrukciója** teljesebb lehessen, célom a meglévő adataim és az irodalmi adatok alapján a hidrológiai változások hátterében álló környezeti tényezőket összevetni. Ezek közül kiemelten kezelem a **klimatikus viszonyokat** (csapadék és hőmérséklet) és a **növényzetet**, hiszen ezek a víz- és hordalékháztartás módosítása révén jelentős mértékű hatást gyakorolhatnak a hordalékkúp rendszerére (Murray és Paola 2003, Blair és McPherson 2009, Kiss et al. 2012c). A hordalékkúpon zajló folyamatok dinamizmusát a **tektonizmus** is jelentősen befolyásolhatja (Ritter et al. 2000, Kallmeier et al. 2010). A hordalékkúpot körül vevő területeken zajló süllyedések és emelkedések hatására a folyó hirtelen bekövetkező, kisebb vagy nagyobb mértékű irányváltatással, avulzióval válaszolhat. A kutatás ezen részében megválaszolásra kerülő kérdések a következők:

- Az egyes időszakokban hogyan befolyásolhatta a növényzet a medrek mintázatát?
- Az adott időszak klimatikus viszonyai hogyan tükröződnek a medrek mederkitöltő vízhozamában?
- A medrek víz- és hordalékhozama és a medrek mintázata között kimutatható-e tendenciózus tér- és időbeli változás?

Bár kutatásom alapvetően az alapkutatások csoportjába sorolható, véleményem szerint eredményeim a gyakorlatban is felhasználhatók. Ennek egyik lehetősége az időnként nagy károkat okozó belvizek kezelésében lehet. Ugyanis a hordalékkúp felszínén lévő mederhálózatban össze lehetne gyűjteni és esetleg tárolni is az időnként felgyűlő víztöbbletet. Ez részben összeköthető az egykori nedves élőhelyek rehabilitációjával, illetve a meglévő csatornák, egykori erek (például Száraz-ér) helyreállítási munkáival (Kiss és Sümeghy 2008). A meder paraméterek és mederkitöltő vízhozam közötti összefüggések a folyó-helyreállítási munkákban is felhasználhatók lennének, hiszen segítségükkel a túlszabályozott és kiegyenesített mederszakaszok természeteshez közeli állapotának visszaállítása is tervezhető lehetne. Ráadásul a mederparaméter-vízhozam összefüggések a napjainkban egyre kifejezettebbé váló klímaváltozás hatásainak becslésében is felhasználhatók, hiszen a klímaváltozás a vízfolyások vízhozamában is megnyilvánul, ami a meder morfológiai paramétereinek módosulását okozhatja. A meglévő egyenletek pedig segíthetnének az árvízi kockázat becslésében és a jövőbeli fluviális morfológiai változások feltárásában.

2. IRODALMI ELŐZMÉNYEK

Az irodalmi előzmények során elsődleges célom a hordalékkúpok típusainak, felszínformáló folyamatainak és a hordalékkúpokon kialakuló formáknak a bemutatása. Az egyes folyamatok és formák leírása során igyekeztem, magyarországi hordalékkúpokon megfigyelt és leírt példákon keresztül bemutatni az egyes jelenségeket. A fejezet második felében pedig a dolgozat két legfontosabb elemének, a vízhozam és a kormeghatározás módszertani áttekintését, illetve az alkalmazott módszer részletes bemutatását tűztem ki célul.

2.1. HORDALÉKKÚPOK TÍPUSAI, CSOPORTOSÍTÁSUK

Míg a magyar szakirodalom megkülönbözteti a hordalékkúp és a törmelékkúp fogalmát, addig az angolszász irodalom mindezekre általában csupán az *alluvial fan* szakkifejezést használja, amely a megközelítőleg kúp alakú üledéktesteket jelenti. Egyes szerzők (pl. *Nichols* 2009) még a deltákat is beleértik. Az üledéktestet felépítő folyamatok alapján törmelékkúpokat leginkább törmelékfolyások jellemzik, míg a hordalékkúpokat fluviális folyamatok (*Harvey* 1984, *Kochel* 1990, *Lecce* 1990), ugyanakkor köztes állapotú, tehát törmelékfolyások és időszakos vízfolyások által kialakított hordalékkúpok is megkülönböztethetők (*Harvey* 1990, *Guzetti et al.* 1997, *Volker et al.* 2007). Ez a felosztás egyeztethető a magyar felfogással (*Pécsi* 1959, *Borsy* 1989). A magyar értelmezésű hordalékkúpokra utalhatnak csupán, mint „*alluvial fan*” (*Lecce* 1990) vagy mint „*humid fan*” (*Stanistreet és McCarthy* 1993, *Nichols* 2009), míg a kisebb törmelékkúpokra mint „*alluvial cone*” vagy „*fan*” (*Lecce* 1990), „*arid fan*” (*Stanistreet és McCarthy* 1993) esetenként „*classic fan*” (*Nichols* 2009). *Bull* (1972) szerint a hordalékkúp egy folyóvízi üledék test, melynek felszíne megközelítőleg kúp alakú, és sugárirányban kiterjed attól a ponttól, ahol a folyó kilép a hegyek közül. Ezzel szemben törmelékkúpnak a törmelékmozgások által kialakított kúpszerű formákat nevezik (*Ono* 1990), melyek meredekebbek, mint 20° és mind folyóvízi folyamatok, mind törmelékmozgások alakíthatják felszínét (*Denny* 1967, *Bull* 1977).

Maizels (1990) szerint a hordalékkúpok kialakulása a vízgyűjtőről érkező megnövekedett víz- és hordalékhozamra adott válasza a folyórendszernek, melyeket a geológiai és tektonikus, klimatikus és hidrológiai körülmények megváltozása idéz elő. A hordalékkúpok kialakulását és típusát alapvetően a hozzáférhető vízmennyiség, a hordalék mennyisége és típusa, illetve a vízgyűjtő esése határozza meg (*Nichols* 2009), míg a hordalékkúpok esését a különböző lerakódási folyamatok (*Harvey et al.* 2005). *Zygmunt* (2009) szerint a hordalékkúpok fejlődését négy tényező befolyásolja: a belső küszöbértékek, az erózióbázis szintjének változása, a klíma és a területhasználat változásai.

A **törmelékkúpok** leginkább szabálytalan alakúak és egységesen ellenálló alapközetben alakulnak ki (*Kochel* 1990), a hegyvidéki száraz és félszáraz területek jellegzetes elemeiként (*Beaty* 1990). Megjelenésükre jellemző, hogy viszonylag kisméretűek, általában meredek lejtőkkel jellemezhetők és kis vízgyűjtő területtel rendelkező környezetben alakulnak ki (*Harvey* 1990, *Kochel* 1990, *Ono* 1990, *Guzetti et al.* 1997). *Harvey et al.* (2005) eredményei szerint a törmelékkúpok hossza rendszerint 50 m-nél rövidebb, mivel a *törmelékfolyások* nem képesek távolabbi anyagmozgatásra. *Kochel* (1990) szerint a törmelékkúpok felépítésében szerepet játszó fő folyamatok a törmelékfolyás és/vagy a törmelék lavina. Heves esőzésekkor az üledék átitatódik nedvességgel, így gyors, superkritikus, turbulens áramlással *lepelszerű árvizek* (*sheet flood*) is építhetik a törmelékkúpokat (*Nichols* 2009). A törmelékkúpokat felépítő üledék gyengén osztályozott (*Nichols* 2009), szemcsemérete az agyagfrakciótól a néhány méteres

átmérőjű szikladarabokig terjedhet (Kochel 1990), míg az üledék vastagsága pár centimétertől akár méteres vastagságig is (Nichols 2009).

A **hordalékkúpok** kialakulása Gómez-Villar és García-Ruiz (2000) szerint nagyobb völgyek találkozásánál következik be áradások során a nagy esésnek és a nagy mennyiségű üledékhozamnak köszönhetően. Azonban De Chant et al. (1999) szerint a hordalékkúpok a hegységek lábánál a völgy talpánál jelennek meg, amikor a hegységből érkező vízfolyás leér a völgybe és veszít energiájából, így a vízfolyás a kúp csúcsától sugárirányban szétterjed és szétteríti hordalékát. Jellegzetességük, hogy nagyobbak és szabályosabb alakúak, mint a törmelékkúpok (Guzetti et al. 1997), illetve, hogy a hordalékkúpok felszíne harmad vagy annál nagyobb rendű vízfolyásokkal átszőtt, szemben a törmelékkúpokkal, amelyeken általában első rendű vízfolyások találhatóak (Kochel 1990). Blair és McPherson (2009) a hordalékkúpon lejátszódó folyamatokat elsődleges- és másodlagos folyamatokra bontotta. Az elsődleges folyamatok azok melyek a hordalék szállításáért felelősek, a másodlagosak a már lerakott üledék módosításáért.

Horton és DeCelles (2001) az óriási hordalékkúpokat „megafan” néven elkülönítették. Ezek elhelyezkedésükben, geomorfológiai felépítésükben és az üledék szerkezetében hasonlítanak ugyan a folyóvízi folyamatok által kialakított hordalékkúpokra, de méretük (terület: 10^3 – 10^5 km², hossz: 60 km felett), illetve enyhébb lejtésük, az árterek megjelenése és a gravitációs folyamatok hiánya alapján elkülöníthetők (Harvey et al. 2005, Zani et al. 2012). Általában olyan folyórendszer alakítja ki őket, amelynek oldalirányú mozgása rendkívül aktív (Horton és DeCelles 2001, Nichols 2009). Zani et al. (2012) szerint az óriás hordalékkúpok a legtöbb kontinensen megtalálhatóak, tektonikailag aktív, intenzív esőzéssel és folyamatos negyedidőszaki üledékképződéssel jellemzett medencékben.

A fluviális folyamatok által kialakított hordalékkúpok jellegzetes vékony, horizontális rétegződéssel rendelkeznek, melyek osztályozottsága már jobb, mint a törmelékkúpok esetében, de még így is a gyengén osztályozott kategóriába sorolhatóak (Kochel 1990). A szemcseméret nagy változatosságot mutat, az üledék a középső részeken a legvastagabb, majd a disztális részek felé fokozatosan vékonyodik (Kochel 1990). Harvey (1990) és Hardgrowe et al. (2009) szerint a hordalékkúpok felszínét törmelékfolyásból, lepelszerű árvizekből és folyóvízi hordalékból származó üledékek építhetik fel, míg Gómez-Villar és García-Ruiz (2000) ezen folyamatok mellé sorolja a bemosódási folyamatokból (sieve deposit) származó üledékeket is.

2.2. HORDALÉKKÚPOK FELSZÍNFORMÁLÓ FOLYAMATAI

A hordalékkúpok épülési folyamatát, morfológiáját és méretét nagymértékben befolyásolja a vízgyűjtő mérete és közettana, éghajlati jellegzetességei, tektonikus felépítése és a felszín esése (Maizels 1990, Stanistreet és McCarthy 1993, Kallmeier et al. 2010), illetve a hordalékkúp közvetlen környezetének ugyanezen elemei (Harvey 1990). Ezek közül érdemes kiemelni a klíma és a tektonizmus hatását, hiszen e két tényező szoros kölcsönhatásban van a folyó energia viszonyaival, a forrásterületről származó üledék mennyiségével és szállításával (Ritter et al. 2000).

A *klimatikus hatásokon* belül három klímfüggő változó (csapadék, hőmérséklet és növényzet) befolyásolhatja leginkább a hordalékkúpok fejlődését (Blair és McPherson 2009). A csapadék mennyisége befolyásolja a mállási folyamatokat, a terület növényborítottságát, az üledékképződést és a domináns üledékszállítási módot, illetve a lefolyó víz mennyiségét. A hőmérséklet alakulása a legkevésbé feltárt hordalékkúp épülést befolyásoló tényező a klimatikus feltételek közül, azonban az ismert, hogy a mállási folyamatok mértéke exponenciálisan növekszik a hőmérséklettel (Blair és McPherson

2009). A növényzet elsősorban a vízgyűjtőről érkező hordalék mennyiségét befolyásolja, ugyanakkor a hordalékkúp felszínére érkező csapadék mennyiségének csökkenésével a felszín növényborítottsága is csökken, így a hordalékkúp felszínének erodálhatósága növekszik, tehát a parterózió mértéke is nőhet, és fonatos medrek jönnek létre (*Murray és Paola* 2003), miközben az elszállítható hordalék mennyisége is nő (*Ritter et al.* 2000).

A hordalékkúpok fejlődése *tektonikusan aktív* területeken a leggyakoribb, így például *Ritter et al.* (2000) a tektonizmust tartja a hordalékkúp-épülés elsődleges befolyásoló tényezőjének. A hordalékkúpok tágabb környezetének tektonikus felépítése meghatározza a hordalékkúpok kialakulásának helyét és a folyó energiaviszonyait, hiszen a tektonizmus alakítja ki és tartja fenn a megfelelő esésviszonyokat, hozzájárulva a hordalék képződéséhez és lerakásához (*Blair és McPherson* 2009). Ugyanakkor a tektonizmus magán a hordalékkúpok területét is formálhatja, befolyásolva a meder esésviszonyait, és ezen keresztül az eróziós és az akkumulációs folyamatok tér- és időbeli alakulását (*Kallmeier et al.* 2010).

A pleisztocén folyamán az Alföld gyorsan süllyedő központi része az Ős-Dunát a Pesti-síkságról délkelet felé terelte, s ezzel egy időben a folyó a Duna-Tisza közén hatalmas alluviális hordalékkúpot épített ki (*Nádor et al.* 2007b). A folyó a würm végén vehette fel jelenlegi helyzetét, amikor a Szeged környéki területek erősebb süllyedése következtében a Duna elhagyta hordalékkúpját, fokozatosan dél felé vándorolt és a Pesti-síkságtól közvetlenül Szeged felé folyt (*Borsy* 1989).

A würm elején a Tisza és a Szamos elhagyta hordalékkúpjuk nyírségi részét és az Ér-völgy környékére vándorolt, majd onnan a Békési-süllyedéknek a Duna-Tisza-közénél intenzívebb süllyedése a folyót délkelet felé terelte (*Mike* 1991). A felső-pleniglaciális elején a Nyírséget északról és keletről övező területek süllyedni kezdtek. Mivel a süllyedés a Beregi-síkságon és a Bodroghözben erőteljesebb volt a Tisza elhagyta az Ér-völgyét és mintegy hússzezer évvel ezelőtt északnyugatnak fordult a Bodroghöz irányába (*Borsy* 1989, *Gábris* 1998).

Ugyanakkor magán a hordalékkúpon zajló folyamatok is csoportosíthatók. *Blair és McPherson* (2009) **elsődleges folyamatoknak** azokat tekintetik, amelyek a hordalék termelésében és a vízgyűjtőről a hordalékkúpra való szállításában játszanak szerepet, és amelyek eredményeként a hordalékkúpok épülnek. A **másodlagos folyamatok** a már lerakott üledéket mobilizálják, illetve alakítják át, ide sorolható a hordalékkúpok felszínét felszabdalo barázdás erózió, a szélerózió és akkumuláció, a bioturbáció, felszín alatti vizek, a mállás, a talajfejlődés és a hordalékkúpokat felszabdalo vetődéses folyamatok (*Blair és McPherson* 2009, *Hardgrowe et al.* 2009).

2.2.1. Elsődleges folyamatok

Az elsődleges folyamatok közé nemcsak a fluviális hordaléktermelés és szállítás sorolható, mivel a lejtőkről tömegmozgások révén is juthat osztályozatlan anyag a hordalékkúp felszínére, illetve a folyómederbe (*Costa* 1984, *Blair és McPherson* 2009).

A hordalékkúp felszínét behálózó medrek mintázata és hidrológiai viszonyai tükrözik a hordalékkúphoz tartozó vízgyűjtőterület és a hordalékkúp közvetlen környezetének környezeti viszonyait (*Maizels* 1990). Az inflexiós sáv átlépését követően a vízfolyás – amikor fonatos meder formájában szétterül a hordalékkúp felszínén – többé-kevésbé folytonos kavics takarót rak le (*Nichols* 2009). A hordalékkúpon található

folyók áradásai során lerakódó hordalék általában finomszemcsés, nagyobb energiájú vízfolyások esetén kavics vagy görgeteg, ami a vízgyűjtő területről származik vagy a vízfolyás partjából és aljzatából mosódott ki (Blair és McPherson 2009). Árvizekkor illetve extrém csapadék esetén ún. *lepelszerű árvizek* is előfordulnak, ezek rövid ideig tartó, nagy kiterjedésű lejtőirányban szabadon áramló árvizek (Hogg 1982), amelyek a hordalékkúpot vékony finom szemcsés üledékréteggel fedik be (Harvey 1990).

A *hegyomlásból* származó üledék általában törmeléktakaró formájában jelenhet meg a vízgyűjtőn vagy a hordalékkúpok lejtőmenti szélein (Turner és Makhoul 2002), de akár *kőlavinák* is juttathatnak törmelék a hordalékkúpokra (Hewitt 2002). *Csuszamlás* hatására csuszamlási nyelvek kerülhetnek a hordalékkúpokra, illetve a meredek hordalékkúpi peremeken is megjelenhetnek (Blair és McPherson 2009). *Talajfolyás* a hosszantartó, nedves időszakokban alakulhat ki, amikor a finom szemű, vízzel átitatott finom szemcsés üledék megindul a meredek lejtőn (Blair és McPherson 2009).

2.2.2. Másodlagos folyamatok

A hordalékkúp felszínét *eróziós barázdák* szabdalhatják fel, amelyek kisebb völgyekké fejlődnek a hordalékkúp meredekebb peremi részein (Morisawa 1985). Kialakulásukat segíti, ha a hordalékkúp felszínén gyér a növényzet és a csapadék zivatarok formájában jelentkezik (Rachocki 1981).

Az *eolikus* tevékenység leginkább a finomszemű anyagot jelentős arányban tartalmazó hordalékkúpon fordul elő (Blair és McPherson 2009). A hordalékkúp felszínén a kiemelkedő formák ki vannak téve a szélmarás folyamatának, a szél által szállított homokszemcsék pedig kitölthetik a felszín egyenetlenségeit, felhalmozódhatnak a növények gyökere körül, homokleplet vagy homok dűnéket alkothatnak (Hardgrove et al. 2009).

A magyarországi hordalékkúpokat a pleisztocén során homokmozgás jellemezte. Erre tesz említést például Borsy (1989) a Duna hordalékkúpján, Lóki et al. (1994) a Nyírségben és a Belső-Somogyban. A nagy erejű homokmozgásnak köszönhetően buckás felszínek alakultak ki az Alföld hordalékkúpjain, amelyek az elhagyott medrek betemetődéséhez, felszabdálásához vezettek (Borsy 1989).

A *bioturbáció* alatt a növények és a talajlakó állatok talajlazító tevékenységét értjük, amely megbontja az eredeti rétegzettséget és homogenizálja az üledéket (Blair és McPherson 2009). Azáltal, hogy megbomlik a hordalékkúp stabil akkumulációs szerkezete, megnövekedhet a valószínűsége a hordalékkúp degradációjának, azaz a felszín felszabdalódásának, a vízfolyások beárkolódásának, a hordalékkúp anyagának szél, illetve víz általi eróziójának.

A hordalékkúpok vertikális rétegzettsége lehetőséget teremt a *felszín alatti vizek* hegységből a síkság felé történő levezetéséhez a hordalékkúp testén keresztül (Rachocki 1981, Morisawa 1985), ami a hordalékkúp peremén csuszamlások és folyások kialakulásához vezethet. A talajvízáramlás elősegítheti a növények növekedését, ugyanakkor mivel oldott anyagokban gazdag, ezek a változó nyomás és hőmérsékleti viszonyok miatt kiválhatnak (Molnár 1979). A kalcit formájában történő kiválások ugyanakkor stabilizálják, ellenállóvá teszik a rétegeket a felszabdalódással szemben (Blair és McPherson 2009).

Az *aprózódás és mállás* megváltoztathatja a hordalékkúp üledék összetételét, hiszen a lerakódott üledék kisebb méretű szilárd, kolloid méretű vagy oldott alkotóelemekre eshet szét, melyek nemcsak méretükben, de másodlagos mobilizálódásukban is különböznek egymástól (Hugget 2007). Ehhez szorosan

kapcsolódik a *talajfejlődés*, ami a hordalékkúp inaktív részein jellemző, ahol a felszín viszonylag stabil. Ennek a folyamatnak köszönhetően a hordalékkúp egyes részei stabillá és a helyi és szél általi pusztító tényezőknek ellenállóvá válhatnak (Blair és McPherson 2009).

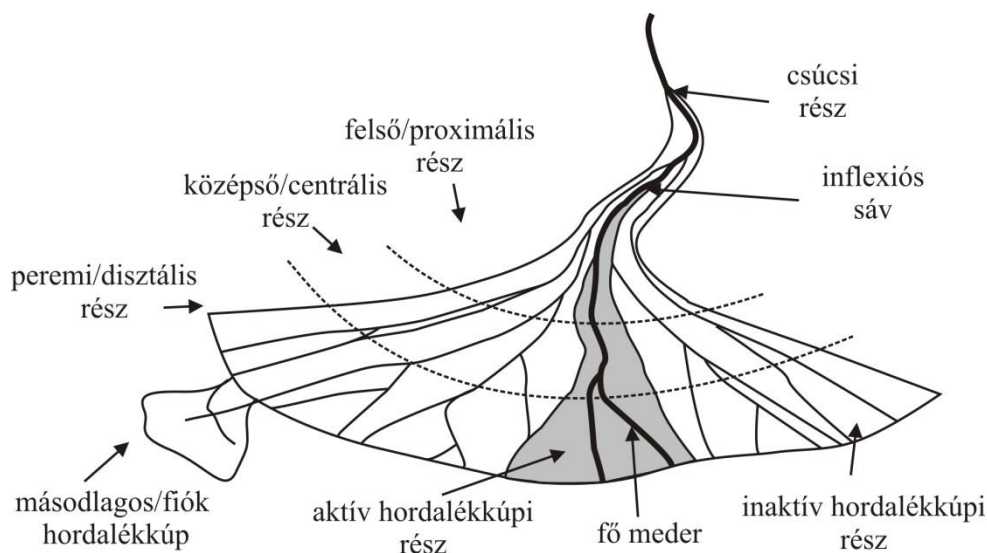
Vetődéses folyamatok a szeizmikusan aktív hegységfrontok mentén kialakult hordalékkúpoknál gyakoriak. A vetődések a hordalékkúp-test feldarabolódását és vertikális elmozdulását okozhatják. Az így létrejött meredek lejtők instabillá válhatnak, elősegíthetik a hátravágódó eróziós vízfolyások és tömegmozgások kialakulását, a vetődés pedig megbonthatja a felszín alatti vízáramlási irányokat (Blair és McPherson 2009).

2.3. A FOLYÓVÍZI FOLYAMATOK ÁLTAL KIALAKÍTOTT HORDALÉKKÚPOK GEOMORFOLÓGIAI FORMÁI

A hordalékkúpok kis méretarányú tagolódásának és nagy méretarányú formáinak ismertetésével célom, hogy röviden bemutassam a hordalékkúpok terminológiáját. Ezt azért tartom szükségesnek, mert a dolgozat későbbi részeiben a Maros hordalékkúp kapcsán ezeket a fogalmakat használni fogom (2.1. ábra).

A hordalékkúp *csúcsi része* a hordalékkúp legmagasabb pontja, ahonnan a hordalékkúp sugárirányban szétágazik (Nichols 2009).

A hordalékkúpnak azt a részét, amely beleér a völgybe *völgykitöltésnek* nevezik (Rachocki 1981). A hordalékkúpok *felső/proximális*, *középső/centrális* és *peremi/disztális* részekre oszthatók (Rachocki 1981, Basu és Sarkar 1990, Kochel 1990, Lecce 1990, Murkerji 1990, Gómez-Villar és García-Ruiz 2000, Yuste et al. 2004) a hosszszelvényük esése és a medrek futásiránya (Basu és Sarkar 1990), illetve az üledék szemcseösszetétele alapján (Yuste et al. 2004). *Inflexiós sávnak* nevezik a hordalékkúp azon részét, ahol az addig bevágódott főmeder egybeolvad a hordalékkúp felszínével (Lecce 1990, Harvey 1996).



2.1. ábra: Hordalékkúp terminológia

Több hordalékkúp összenövésével alakul ki a *hordalékkúp-síkság* a hegységfront mentén (Lecce 1990, Goswami et al. 2009), mely kis lejtéssel rendelkezik (Guzetti et al. 1997).

A negyedidőszak során Magyarországon, az Alföld északkeleti részén nagy kiterjedésű *hordalékkúp-síkság* alakult ki, amin a Tisza és a Szamos gyakran váltogatták medrüket (Borsy et al. 1989).

A hordalékkúphoz kisebb *mellék hordalékkúpok* is kapcsolódhatnak, melyek a mellékfolyók völgyében alakulnak ki (*Rachocki 1981*), míg a hordalékkúp peremi részein *másodlagos (fiók) hordalékkúpok* jöhetnek létre, melyek jellegzetessége, hogy a fő hordalékkúp átdolgozott anyagából épülnek fel (*Gómez-Villar és García-Ruiz 2000*).

A Maroson végzett kutatások során *Kiss et al. (2011)* kimutatta, hogy a szabályozások után a megnövekedett esés és hordalékhozamnak köszönhetően fiók-hordalékkúp épült a korábbi hordalékkúp előterében.

Szoliflukciós hordalékkúpi lerakódásnak nevezik (*Rachocki 1981*) a folyásos jelenségek által lerakott kicsi kúpokat a hordalékkúp peremterületein. A hordalékkúpok előtt rendszerint (*sós*) *agyagos allúvium található* (*Morisawa 1985*).

A folyó víz- és hordalékhozamának megváltozása a folyó erodáló képességének megváltozását, és végső soron *hordalékkúpi teraszképződést* eredményezhet a hordalékkúp felső és középső részén (*Harvey 1996, Guzetti et al. 1997*).

Erre a folyamatra tesz említést *Borsy (1989)*, akik szerint a Duna az alsó-pleisztocén kori üledék lerakását követően többször is bevágódott hordalékkúpjának csúcsi részébe és négy típusos *hordalékkúp-teraszt* alakított ki. A Maros hordalékkúp csúcsi részén *Molnár (2007)* vizsgálatai alapján pedig három különböző korú terasz figyelhető meg.

A meder bevágódása (*hordalékkúpi beárkolódás*) a hordalékkúp alsóbb részein is bekövetkezhet (*Rachocki 1981, Harvey 1996*), ami hozzájárul a hordalékkúp felszínén a többlet hordalék képződéséhez, illetve a hordalékkúp felszínének *felszabdalódásához* vezet (*Harvey 1996, Volker et al. 2007*). A hordalékkúp felszínén *vízmosások* erőteljesen bevágódó, mély medrei is megjelennek (*Harvey 1996*).

A hordalékkúp üledékének tömörödése során *üledékesi repedések* is kialakulhatnak, amelyek szintén a felszín felszabdalását segítik elő (*Rachocki 1981*).

Az esésviszonyaihoz alkalmazkodva a hordalékkúpokat leginkább fonatos mintázatú, mellékágakkal és zátonyokkal jellemzett vízfolyások hálózák be (*Harvey 1990, Stanistreet és McCarthy 1993*), de előfordulhatnak rajtuk meanderező és anasztomizáló szakaszok is (*Stanistreet és McCarthy 1993*), illetve az avulziók alatt hosszabb egyenes medrek is jellemzőek lehetnek (*Nichols 2009, Tooth et al. 2009*). A rendszeresen bekövetkező, megnövekvő vízhozamok hatására nő az üledék felhalmozódás mértéke a mederben, amire a vízfolyás fokozatos laterális vándorlással vagy hirtelen kanyarulat átszakadással (avulzió) válaszol (*Nichols 2009*). Kanyarulat átszakadás hatására alakulnak ki a másodlagos medrek (*fattyúágak*), melyek a legnagyobb esésű szakaszokon, tehát a hordalékkúp csúcsi részén lévő hordalékkúpi teraszperemen vagy a hordalékkúpok meredek peremein fordulnak elő leggyakrabban. Jellegzetességük, hogy folyamatosan szétválnak és egyesülnek a medrek (*Rachocki 1981*). Így lehetséges az, hogy a hordalékkúpoknak vannak *aktív és inaktív* részei (*Gómez-Villar és García-Ruiz 2000*), és így lehetséges a hordalékkúp folyamatos épülése is. A hordalékkúp felszínén a medrek aktivitásuk alapján is elkülöníthetők. Az *elhagyott medreknek* régóta nincs kapcsolatuk az aktív vízfolyással (*Harvey 1996*), az *időszakosan (periódikus, epizódikus)* aktív folyószakaszok csak az időszakosan megjelenő többlet csapadék levezetésére szolgálnak (*Rachocki 1981*).

A meglévő folyóhálózat sokszor belső változásokon is keresztülmegy, a hordalékkúp fokozatos épülése miatti belső küszöbérték-átlépések révén (*Maizels 1990*). Így megváltozhat a kanyarulatvándorlás üteme és jellege, a meder avulziók mértéke és helye, a fonatosodás mértéke, illetve szélsőséges esetben megváltozhatnak a medrek alapvető tulajdonságai is (metamorfózis).

A magyarországi hordalékkúp vizsgálatok rövid áttekintése

A magyarországi hordalékkúpok részletes vizsgálata az 1900-as években kezdődött Cholnoky Jenő és Sümeghy József munkásságával. Ebben az időszakban még csupán néhány fúrásból származó üledékminta állt a kutatók rendelkezésére, így a hordalékkúpok részletes fejlődéstörténeti sajátosságainak meghatározására nem volt lehetőség. A kutatások az 1960-70-es években vettek új irányt, amikor nagy mélységű fúrások létesítésével az akkori kutatók (*Pécsi Márton, Rónai András, Franyó Frigyes*) részletes betekintést nyerhettek a rétegek üledékföldtani sajátosságaiba, a folyók üledék felhalmozási tevékenységébe és az üledékképződést alapvetően befolyásoló tektonikus mozgásokba. Ezzel egy időben az Alföld egyes területein részletes geomorfológiai és paleo-hidrográfiai vizsgálatok zajlottak (pl. Bodrogek, Nyírség, *Borsy Zoltán*). Az 1980-90-es években a már meglévő adatok összerendezése alapján több kutató (*Pécsi 1959, Borsy 1987, 1989, Mike 1991*) is részletesen rekonstruálta a hordalékkúpok fejlődéstörténetét és rajtuk a vízhalózat időbeli változásait.

Összevetve a hordalékkúpok kialakulására vonatkozó eredményeket megállapítható, hogy a magyarországi hordalékkúpok kialakulása a pliocénban kezdődött a Kárpát-medence peremterületeiről indulva, majd mélyen benyúltak a medence központi részei felé (*Pécsi 1959, Borsy 1987*). Azonban a hordalékkúpok épülése sem térben, sem időben nem volt folyamatos, hiszen a tektonikus mozgások hatására a folyók hordalékkúpjuk kisebb-nagyobb felszíneit hosszabb-rövidebb időre elhagyták (*Schafarzik 1918, Borsy 1989, Sümege et al. 1999*), így horizontálisan és vertikálisan is komplex mintázatot követve épültek fel. *Borsy (1989)* szerint az Alföldön a holocén második felében már nem volt egyetlen épülő hordalékkúp sem, amit a klimatikus és tektonikus okok megváltozásával magyarázott. Azonban a Maroson a szabályozások után a megnövekedett esés és hordalékhozamnak köszönhetően fiók-hordalékkúp épült a korábbi hordalékkúp előterében (*Kiss et al. 2011*), tehát egyes helyeken még a holocén során is épülhettek a hordalékkúpok, vagy megváltozhatott rajtuk a folyók futásiránya.

Míg a hordalékkúpok területi kiterjedése, kavics- és homokrétegeik egymásra épülése részletesen vizsgált (*Schafarzik 1918, Pécsi 1959, Borsy 1989, Nagy 2002*), addig számos korábbi kutatásban az üledékek korának meghatározása – a kor technikai lehetőségeiből adódóan – leginkább feltevéseken és következtetéseken alapult. Az utóbbi évtizedekben a hordalékkúpok illetve a környezetükben lévő süllyedék-területek fiatal felszíni képződményeinek abszolút korát pollenanalízissel, radiokarbon és OSL mérésekkel bizonyos helyeken már sikerült meghatározni (*Borsy et al. 1989, Félegyházi 1998, Gábris 1998, Gábris et al. 2001, Nádor et al. 2007b, Gábris és Nádor 2007, Kiss et al. 2012a*), azonban a Maros hordalékkúpjának részletes vizsgálatára még nem került sor.

A Maros hordalékkúp felszínformái

A 80-100 km sugarú, legyezőszerűen szétterülő Maros-hordalékkúp csúcsa a tiszai torkolat felett kb. 130 m magasan található, felszínén sugarasan futnak a száraz-erek és egykori holt medrek (*Cholnoky 1924*). A Maros hordalékkúp felszíni formáinak kialakításában leginkább folyóvízi folyamatok vettek részt azonban helyenként az eolikus tevékenység nyomai is kimutathatóak. Felszínét infúziós lösz, homokos lösz és ártéri iszapos-agyagos üledékek fedik (*Borsy 1989, Dövényi 2010*). Azonban ezek heterogénen helyezkednek el, a változatos medergenerációknak köszönhetően (*Sümege et al. 1999*). Sokszínű formakincsét az egykori folyóágak, fattyúágak, partidűne-vonulatok és különböző mértékben feltöltődött morotvák és morotvacsonkok adják (*Cholnoky 1924*).

Ugyanakkor *Sümegei et al.* (1999) szerint a hordalékkúpon futóhomokmozgás nem játszódtott le, így a hordalékkúp megőrizte eredeti heterogén fluviális szerkezetét.

A hordalékkúp felszínén található egykori medrek morfológiájáról korábbi kutatások is említést tesznek, sőt datálásukkal is többen foglalkoztak (*Somogyi* 1961, *Borsy* 1990, *Mike* 1991). A medrek részletesebb morfológiai vizsgálatát azonban már kevesebben végezték el (*Gábris* 1986, *Berec* 2012). A Körösök-vidéken végzett kutatás során nehézasvány-vizsgálatok alapján sikerült azonosítani néhány délkeleti szállítási iránnyal jellemzett, a Maros üledék összetételéhez hasonló, elsősorban fonatos mintázatú medret (*Nádor et al.* 2007a).

2.4. PALEO-MEDREK EGYKORI VÍZHOZAMÁNAK MEGHATÁROZÁSI LEHETŐSÉGEI

Kutatásom során célul tűztem ki az egykori Maros medrek vízhozamának kiszámítását. Ezért fontosnak tartom annak áttekintését, hogy a paleo-medrek vízhozamát milyen módszerekkel, milyen paraméterek felhasználásával lehet meghatározni.

Az egykori medrek vízhozamának ismeretével az egykori hőmérséklet, csapadék- és lefolyásviszonyok, vagyis a paleo-környezet egyes elemei rekonstruálhatóvá válnak (*Wefer et al.* 1999, *Stein et al.* 2004, *Scheurle et al.* 2005, *Carson és Munroe* 2005, *Saenger et al.* 2006). A paleo-hidrológiai adatok ismerete nem csupán az egykori klimatikus viszonyokra enged következtetni (*Wefer et al.* 1999), hanem a jövőbeli klímaváltozási tendenciák következményeinek becslésében is hasznos lehet (*Carson és Munroe* 2005). Az egykori vízhozam adatok ismeretével a földtörténeti múltban bekövetkezett áradások nagysága és gyakorisága meghatározható, melyből a jelenkori legnagyobb árvízi kockázat becslésére is lehetőség nyílhat (*Benito és Thorndycraft* 2005, *Thorndycraft et al.* 2005). Az egykori medrek vízhozam meghatározása alapján *Timár és Gábris* (2008) a szabályozások előtti természetes lecsapoló medrek vízhozamát számolták ki, és felvetették annak a lehetőségét, hogy ezeket a modern tiszai árvizek levezetésére fel lehetne használni.

A kutatások egy része abból indul ki, hogy a hidrológiai rendszerek fő hajtóereje a klíma, így a klimatikus viszonyok egész kismértékű megváltozása is jelentős változásokat eredményezhet a hidrológiai folyamatokban (*Ward et al.* 2007). Így a korábbi időszakok hidrológiai viszonyainak vizsgálatára és rekonstruálására az uralkodó klímaviszonyokból is következtethetünk (*Wefer et al.* 1999, *Stein et al.* 2004, *Scheurle et al.* 2005, *Carson és Munroe* 2005, *Saenger et al.* 2006). A közvetett módszerek közé tartozik a lefolyást befolyásoló illetve a változó vízhozam következményeként fellépő jelenségek vizsgálata is, például a befogadó víztest sótartalmának (*Scheurle et al.* 2005), az egysejtű szervezetek tápanyag- vagy oxigén tartalmának illetve szén-dioxid koncentrációjának vizsgálata (*Wefer et al.* 1999). Más kutatók az üledékek stabil oxigén- vagy szén-izotópok arányát (*Brand* 2004, *Scheurle et al.* 2005, *Balsam et al.* 2011) vagy mágneses szuszeptibilitás értékeit (*Saenger et al.* 2006, *Larrasoña et al.* 2008, *Balsam et al.* 2011) használják fel a múltbéli lefolyásviszonyok rekonstruálására. A fák évgyűrűinek vizsgálata is segítheti a paleo-hidrológiai vizsgálatokat (*Black et al.* 2009), hiszen segítségükkel rekonstruálható a vízgyűjtő hőmérséklet- és csapadék-viszonya, illetve az ártereken az egykori vízmagasság, a feltöltődés üteme illetve az árvizek előfordulási gyakorisága is (*Prieto et al.* 1999, *Briffa et al.* 2004). Hasonló adatokkal szolgálhatnak az ártéri üledékekben található pollenek is, ráadásul a vízgyűjtőn a növényborítottság változására is utalhatnak (*Wen et al.* 2010).

Kifejezetten az egykori vízhozamok meghatározása volt a célja például *Scheurle et al.* (2005) és *Saenger et al.* (2006) munkájának. Vizsgálatuk során tengeri élőlények mészvázában található stabil oxigén-izotópok arányát használták fel, ami összefüggésben áll a hőmérséklettel és a tengervíz izotópos összetételével, amit pedig a sótartalom határoz

meg (Wefer et al. 1999, Scheurle és Hebbeln 2003, Scheurle et al. 2005). Mivel a folyótorkolatok környékén a tengervíz és a tengeri üledékek sótartalmát leginkább meghatározó tényező a csapadék, az oda érkező édesvíz hozama és párolgás mértéke (Saenger et al. 2006), ezért a sótartalom vizsgálatával és változások meghatározásával kiszámíthatóvá vált a folyókból érkező édes víz mennyisége, vagyis a betorkolló folyók egykori vízhozama.

A folyók által lerakott üledék szedimentológiai, szerves-geokémiai és mikropaleontológiai vizsgálatával is lehetőség nyílt közvetett klíma adatok és a lefolyás viszonyok meghatározására (Larrasoña et al. 2008). Az üledék mágneses szuszceptibilitásának változásában visszatükröződik a folyók vízhozambeli ingadozása és a vízgyűjtőt jellemző klimatikus változások is. Például Stein et al. (2004) a holocén paleohidrológiai viszonyaira következtettek a hordalék mennyiségi változásának, a tengerszint és a folyók vízhozamának, valamint a parterózió mértékének vizsgálatával.

Más esetekben a kutatások célja a maximális árvízi kockázat becslése volt (Benito et al. 2003, Benito és Thorndycraft 2005, Thorndycraft et al. 2005). Ehhez az extrém árvizek visszatérési idejét és vízhozamát korábbi áradások alapján rekonstruálták, azt használva ki, hogy nagy áradások alkalmával pangó vizek alakulhatnak ki, amelyek elősegítik a lebegtetett hordalék kiülepedését. A finomszemcsés üledékrétegeket használták fel az áradások indikátoraként (Benito et al. 2003, Thorndycraft et al. 2005).

Fritts et al. (1971), Loaiciga et al. (2003) és Carson és Munroe (2005) a fák évgyűrűinek vizsgálatával következtettek az egykori hidrológiai és klimatikus viszonyokra. Például Carson és Munroe (2005) az átlagos vízhozam és csapadék adatok rekonstruálásához az évgyűrűk vastagságát vizsgálták, mivel ez az adott év hidrológiai viszonyait tükrözi (pl. vízellátottság, árvizek hossza és tenyészidőszakon belüli előfordulása) és utal egyéb környezeti feltételekre is, mint például a felszínközeli hőmérsékletre, az evapotranspiráció mértékére és a csapadék mennyiségére is. Hasonló módon, klímaadatokon alapulva egy modell futtatásával határozta meg az egykori vízhozamokat Ward et al. (2007) a holocén három különböző időszakára vonatkozóan, különböző szélességi fokon elhelyezkedő területekre kidolgozva.

Sidorchuk és Borisova (2000) a vízfolyások morfológiai hasonlóságát használta fel az egykori hidrológiai paraméterek és klimatikus viszonyok meghatározásához. Feltételezték, hogy (1) a hasonló környezetben lévő vízfolyásokat hasonló hidrológiai rendszer jellemzi és (2) egy egykori vízfolyás hidrológiai rendszere összehasonlítható a jelenleg aktív folyók hidrológiai rendszerével, ha a folyók vízgyűjtőjét hasonló körülmények jellemzik. Ezért a paleo-hidrológiai paraméterek és az ehhez szorosan kapcsolódó klimatikus viszonyok meghatározásához az egykori folyóhoz – paramétereiben és területi elhelyezkedésében is – nagyon hasonló jelenkori folyót kerestek. A közös tulajdonságok felhasználásával következtettek az egykori vízfolyás fő hidrológiai paramétereire és a vízgyűjtőjét jellemző klimatikus tulajdonságokra. Lauriol et al. (2002) szintén a folyók morfológiai paramétereiből és üledékmennyiségéből következtetett paleo-klimatikus viszonyokra, hiszen a folyók vízhozamában tükröződnek a klimatikus változások, ami kihat a medrek kanyarulati paramétereire is.

Morfometriai alapú vízhozam meghatározás

Az egykori vízhozamok meghatározásának egy másik megközelítési módja a hidrológiai jellemzők és a különböző mederparaméterek közötti kapcsolat matematikai meghatározása. Leggyakrabban a számítások a vízhozam és a horizontális mederparaméterek között állítanak fel összefüggéseket (Leopold és Wolman 1957, Dury 1961, 1976, Carlston 1965, Gábris 1986, Lauriol et al. 2002, Sylvia és Galloway 2006,

Timár és Gábris 2008), de az egykori vízfolyások sebessége is rekonstruálható a meder kereszt-szelvények és hidraulikus egyenletek alapján. Sidorchuk et al. (2009) pedig a paleo-medrek geometriájának és az analógiául szolgáló aktív medrek mederparamétereinek és vízjárásának felhasználásával számították ki az egykori vízhozamokat.

Mivel a dolgozatomban a horizontális mederparaméterek és a vízhozam között vizsgáltam az összefüggést és készítettem regionális érvényű egyenleteket, ezért fontosnak tartom a hasonló vizsgálatok áttekintését.

Williams (1984) összegyűjtötte a korábbi paleo-hidrológiai kutatások során alkalmazott egyenleteket és megvizsgálta azok alkalmazhatóságát. A szakirodalomban nyolc különböző típusú vízhozam (pl. átlagos, mederkitöltő, pillanatnyi, havi és éves maximum, illetve 1,5, 1,58 és 2,33 éves visszatérési idejű vízhozamokat) meghatározására talált alkalmazható egyenleteket. A vízhozam kiszámításához leggyakrabban a horizontális kanyarulati paramétereket (szélesség, mélység, görbületi sugár, ív- és húrhossz), illetve a meder esését és a meder kereszt-szelvény területét használták, de az egyenletekben előfordult még a vízfolyás keresztmetszete, az átlagos folyási sebesség és az eljegesedett terület nagysága is. Williams (1984) kihangsúlyozta az egyenletek regionális érvényességét, azaz hogy a vízhozam és mederparaméter alapján kidolgozott egyenletek csak az adott földrajzi környezetben lévő, adott nagyságú folyókra alkalmazhatóak.

Gábris (1986) a Sajó hordalékkúp holtmedreinek vízhozamait számította ki. A vizsgálat során kizárólag az érett [ld. Laczay (1982) osztályozása] kanyarulatok paramétereit használta fel mederméret és vízhozam közötti számítások elvégzésére. Véleménye szerint egy meander mérete elsősorban a vízhozamtól függ, míg a kanyarulatok alakját leginkább a vízfolyás esése és a partok anyaga szabja meg (Gábris 1986). Vizsgálatai során egy ismert, a mederméreteket (L) és valamilyen vízhozam (Q) közötti összefüggés alapján számolt:

$$L = a \cdot Q^b$$

ahol a és b egy bizonyos vízhozam és meander méret esetében jellemző állandó.

Az egyenlet alapján az érett kanyarulatokon egyváltozós lineáris regresszió-analízist végzett háromféle meanderparaméter (húrhossz, ívhossz, ívmagasság) és négyféle vízhozam adat alapján (KÖQ, NQ₁₀%, NQ₃%, NQ₁%¹). Az egyenletekkel a gond a felhasználhatósága ugyanis az a és b állandók nincsenek jól definiálva, ráadásul az sem világos, hogy az egyenletet a már szabályozások utáni erősen torzított mederparaméter és vízhozam adatok alapján állította-e fel. Egy későbbi munkában (Timár és Gábris 2008) a meander hullámhossza (L) és a közepes vízhozam (Q_{atl}) közötti kapcsolatot vizsgálták:

$$Q_{\text{atl}} = 0,0009 \cdot \left(\frac{L}{2}\right)^{1,8}$$

Sylvia és Galloway (2006) késő pleisztocén átlagos vízhozam adatokat rekonstruált a paleo-medrek görbületi sugara, hullámhossza, a meder szélessége és mélysége alapján. A paraméterek meghatározását topográfiai térképeken, légi felvételeken és Landsat űrfelvételen, míg a számításokat korábbi kutatások eredményeként létrehozott egyenletek alapján végezték. Fontosnak tartom annak kiemelését, hogy a különböző kanyarulati paraméterekkel kiszámított vízhozamok – még ugyanarra a mederre is – jelentős eltéréseket mutattak.

¹ KÖQ – a sokévi vízhozam adatsor számtani közepe

NQ₁₀% – az átlagosan 10 évenként egyszer elért vagy meghaladott nagyvízi hozam

NQ₃% – a 33 évenként előforduló árvízi hozam

NQ₁% – a 100 évenként egyszer előforduló árvízi hozam

A fentebb említett módszerek kizárólag a meanderező mintázatú vízfolyások paleo-medreinek vízhozam meghatározására alkalmasak, a fonatos és anasztomizáló mintázatú medrekére nem. A fonatos mintázatú medrek vizsgálatával sok kutató foglalkozott (*Leopold és Wolman* 1957, *Schumm* 1963, *Rosgen* 1994, 1996.), azonban vízhozamuk meghatározásával kevesen (*Paola* 1996, *Nicholas* 2000, *Xia et al.* 2010, *Katona et al.* 2012a,b), mivel a fonatos medrek vízhozamának meghatározásához a vízfolyás hidrodinamikájának vizsgálatára van szükség, amelyhez a meder kereszt-szelvényének vizsgálata szükséges. Az egykori medrek kereszt-szelvényének meghatározásához összetett szedimentológiai és szemcse-összetételi vizsgálatokra van szükség.

A fonatos medrek mederkitöltő vízhozamának meghatározása nehéz feladat, hiszen összetett meder geometriával rendelkeznek és jelentős mértékű, gyors ütemű morfológiai változásokon mennek keresztül (*Xia et al.* 2010).

Katona et al. (2012a,b) a Maros hordalékkúp egykori fonatos medreinek vízhozamát határozta meg Manning képlet felhasználásával.

$$Q = A \cdot R^{\frac{2}{3}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{1,49}{n} = w \cdot d^{\frac{5}{6}} \cdot S^{\frac{1}{2}} \cdot \frac{1,49}{n}$$

ahol **A**: a keresztmetszet területe, **R**: a keresztmetszet nedvesített kerülete, **S**: a meder esése, **w**: a meder szélessége, **d**: a meder mélysége, **n**: a Manning féle érdességi paraméter. A Manning-féle érdességi paraméter meghatározásához egykori vízhozam adatokat használtak fel és azokból következtettek a folyót általában jellemző érdességi paraméterre.

Az egykori vízhozamok és környezeti viszonyok meghatározására különböző, rendkívül változatos módszerek állnak a kutatók rendelkezésére. A proxy adatok jól visszatükrözik az egykori paleo-viszonyokat és széleskörű ismereteket biztosítanak az egykori lefolyás viszonyok rekonstrukciójához. A Maros hordalékkúpja elhagyott medrekkel sűrűn átszőtt. Ezért az egykori klimatikus- és lefolyási viszonyok, tehát a paleo-medrek vízhozam meghatározásához legalkalmasabb módszernek (meanderező mintázatú medrek esetében) a különböző horizontális kanyarulati paraméterek, tehát a morfometria felhasználását választottam. A vízhozam adatok, a hordalékkúpot jellemző más tulajdonságok (medrek mintázata, hordalékkúp- és meder esése, medrek kora) ismeretével pedig alkalmasak lehetnek paleo-klimatikus rekonstrukcióra is.

2.5. PALEO-MEDREK KORMEGHATÁROZÁSA

Ahhoz, hogy a vízhozam adatokból az egykori éghajlati viszonyokra következtethessünk, szükséges a meder korának meghatározása is. Erre többféle módszer is létezik, amelyek különböző jellegű mintákra (pl. szerves, kvarc) és különböző időintervallumokra alkalmazhatóak (*Lian és Roberts* 2006, *Kiss* 2014).

A *dendrokronológia* előnye, hogy a múltban zajlott árvízi és folyóvízi aktivitás hatással van a fák növekedésére, így néhány paleo-hidrológiai paraméter (árvizek gyakorisága, nagysága, vízhozama) rekonstruálható az ártéri fák évgűrűinek (*Wilford et al.* 2005, *Ballesteros et al.* 2011, *Díez-Herrero et al.* 2013), illetve a fát érő károsító hatásokra adott válaszok vizsgálata alapján (*Jarrett és England* 2002, *Lageard és Drew* 2008, *Ballesteros et al.* 2011). Az évgűrűk sejtszerkezete jelzi a folyók vízszintingadozását, és visszatükröznek bizonyos, a vízgyűjtőn zajló eseményeket és az emberi beavatkozásokat is (*Sloan et al.* 2001).

Az árvizek magasságát az áradó víz okozta károsodás (seb-kallusz) alapján lehet megadni, amely az ártéren vagy a mederben levő fákon jelenik meg (*Díez-Herrero et al.* 2013). A seb-kallusz kialakulását okozhatja az árvíz által szállított uszadék, jégtabla, nagyméretű kő, illetve az erős sodrás hatására a fák megdőhetnek, a gyökerek kitemetődhetnek, ami mind-mind sajátos növekedési választ vált ki a fából. Ezek a külső

hatásra kialakult deformációk pontosan meghatározhatóvá teszik az árvízi eseményeket (Díez-Herrero et al. 2013).

Az árvizekhez kapcsolódó kanyarulatvándorlás ütemét vizsgálta Kiss és Blanka (2012) a Hernádon. A dendro-geomorfológiai vizsgálat során fűz és nyárfákat mintázták meg övzátanyok kereszt-szelvényei mentén. Ezek a fafajok pontosan megmutatják az övzátany képződés idejét (éves pontossággal), hiszen megtelepedésük alapján kimutatható, hogy az új övzátany melyik áradás alkalmával alakult ki (Scott et al. 1996, Gurnell et al. 2001, Ciszewski és Malik 2004).

A radiokarbon kormeghatározás módszerével lehetőség nyílik a kozmogén ^{14}C izotóppal nyomjelzett légköri eredetű szenet tartalmazó, 60 ezer évnél fiatalabb szerves anyagok korának meghatározására (Lian és Roberts 2006, Howard et al. 2009, Svingor 2012). Vízi környezetben a radiokarbonos kormeghatározás alapját a vízi élőlények vázában található kollagének és származékai, illetve az uszadékok adhatják (Petchey és Higham 2000, Stinchcomb et al. 2012).

A folyóvízi üledékek vizsgálatával holocén kori fluviális aktivitás rekonstruálására nyílhat lehetőség, amiből fontos információk nyerhetők az egykori környezeti feltételekről és azok megváltozásáról illetve a folyó rendszerek között fennálló kapcsolatokról (Johnstone et al. 2006). Vizsgálatuk során összegyűjtötték és elemezték a Nagy Britannia területén végzett folyóvízi üledékek ^{14}C vizsgálat eredményeit, amiből a holocén kori fluviális rendszer fejlődésére illetve a vízfolyások áradásaira is következtettek.

Csongor et al. (1982) magyarországi mintaterületen végzett radiokarbonos vizsgálatokat fluviális mintákon, mellyel céljuk a medrek elhalási korának meghatározása volt. Az adatok felhasználásával az üledékképződés sebességére is következtettek.

A pollenanalitikai kutatások során a kutatók a virágporszemek alapján következtetnek a növényzet múltbeli változásaira és a változásokat kiváltó tényezőkre (Kangur 2009, Salonen et al. 2012). Mivel minden egyes földtörténeti időszakban jellegzetes növényzet alakult ki, ezért a pollenanalízis segítségével az üledék relatív kormeghatározása is elvégezhető (Kiss 2014). Magyarország területén több kutató is vizsgálta egykori folyómedrek, tavak, lápok és völgytalpi helyzetű nedves területek kialakulását, feltöltődésének ütemét (Borsy és Borsy 1955, Miháltzné Faragó 1983, Gábris et al. 2001, Sümegi et al. 2002, Félegyházi 2008, Oroszi 2009). Nagyszámú meder vizsgálatával lehetőség nyílhat az azonos korú medrek csoportokba sorolására, így az adott folyó medervándorlása és ártérfejlődése meghatározható, vízhálózatának változásai rekonstruálhatóak (Borsy et al. 1989, Félegyházi 2001, Gábris et al. 2001, Félegyházi és Tóth 2003).

Pollenanalitikai vizsgálatokkal a hirtelen bekövetkező, nagy árvizek okozta geomorfológiai változások is detektálhatóvá válnak. Például Timár et al. (2005) pollenanalitikai módszerrel vizsgált különböző fejlettségi állapotú (aktív meder, lefűződött kanyarulat, feltöltődött egykori meder) medreket, mellyel céljuk az árvizek hatására hirtelen bekövetkező avulziók (bifurkációk) kialakulásának okait keresték. Pollenanalízissel az egykori elhagyott kanyarulatok korának a meghatározása is lehetséges, illetve annak rekonstruálása, hogy mikor érintették a területet nagyobb árvizek, mikor jutott a vízgyűjtő távoli területeiről is hordalék az üledékgyűjtőbe (Oroszi 2009), hiszen a hullámtereken lerakott üledék pollenanalitikai vizsgálatával következtetni lehet a feltöltődés ütemének időbeli változására, illetve az árvizek gyakoriságára és hosszára (Oroszi 2009). Nádor et al. (2011) a vízhálózat mintázatának és a fluviális formakincs fejlődésének meghatározásához alkalmazott többlépcsős kutatást. A geomorfológiai térképezés és a szedimentológiai vizsgálatok mellett a minták kormeghatározását is elvégezték, amihez pollenanalitikai, radiokarbon és OSL vizsgálatokat is végeztek.

OSL (Optikailag Stimulált Lumineszcens) kormeghatározás

Az OSL vizsgálatok során a cél a minta (esetünkben üledék) eltemetődése óta eltelt időnek a meghatározása (Sipos 2008), azaz annak a meghatározása, hogy az üledékes kőzetekben található ásványszemcséket mikor érte utoljára megfelelő erősségű és tartósságú fény (napsugárzás) (Novothny és Újházy 2000). Gyakorlatban az üledékek kormeghatározására a minták kvarc szemcséit alkalmazzák, mivel a földpát szemcsék OSL jele termálisan kevésbé stabil, mint a kvarcé (Novothny és Újházy 2000, Wintle és Murray 2006). A folyóvízi üledékek nagy mennyiségben tartalmaznak ásvány szemcséket, melyek alkalmasak lehetnek az OSL kormeghatározásra, azonban a fluviális minták OSL módszerrel történő kormeghatározását nehezíti az a tény, hogy az üledék szállítása majd lerakása során a fénynek való kitettség korlátozott lehet, ami gyakran a meghatározott korok szórásához, pontatlanságához vezethet (Cunningham és Wallinga 2012). Ezért a minél pontosabb kor adatok meghatározásához nagy mennyiségű mintára van szükség (Duller 1991).

Murray *et al.* (1995) vizsgálatai során különböző folyóvízi üledékeket vizsgált. Ártéri-, meder- és parti üledéket egyaránt. Vizsgálatuk célja a jelenkori folyóvízi üledékben található kvarc szemcsék dózisének meghatározása volt. Vizsgálataikból nem csupán a jelenkori, hanem az idősebb üledékek korára is következtettek. A különböző folyóvízi minták (parti- és meder üledék) összehasonlításával azt az eredményt kapták, hogy az idősebb meder üledékek kora nem határozható meg olyan pontossággal, mint az idősebb parti üledékeké, aminek oka a meder rétegtani felépítésében keresendő.

Cupper (2006) vizsgálatai során tavi üledékek ugyanazon rétegeit vizsgálta radiokarbonos és OSL kormeghatározási módszerrel egyaránt. Célja a meghatározott korok pontosságának és a tavi üledékek részletes kormeghatározása volt. A kormeghatározási módszerek összehasonlításával azt az eredményt kapta, hogy a meghatározott radiokarbon korok idősebbnek bizonyultak az OSL koroknál kb. 1200 évvel. Az eltérő kor adatok a tavi környezetből származó minták alacsony szerves anyag tartalmából fakadhatnak.

Nádor *et al.* (2007a) a Berettyó-Körös-vidék késő-pleisztocén fluviális fejlődésére keresett választ. A fejlődéstörténeti rekonstrukcióhoz egy adott szelvény mentén határozták meg különböző mintázattal rendelkező egykori medrek OSL korát. Vizsgálataik során kimutatták, hogy az egykori Tisza áthelyeződéséhez, avulziójához az Érmellék kisebb mértékű, illetve a Bodroghöz intenzív süllyedése vezethetett kb. 14 ezer évvel ezelőtt. Az egykori meder üledékek kormeghatározásával a különböző forrásterülettel és futásiránnyal rendelkező medrek elkülöníthetővé váltak egymástól, így a terület fejlődéstörténetére tudtak következtetni.

Lewis *et al.* (2009) az OSL kormeghatározás módszerével felső pleisztocén, glaciális és fluviális eredetű minták kormeghatározását végezte. Céljuk a glaciális és fluviális rendszerek klímaváltozásra adott válaszreakciójának meghatározása volt.

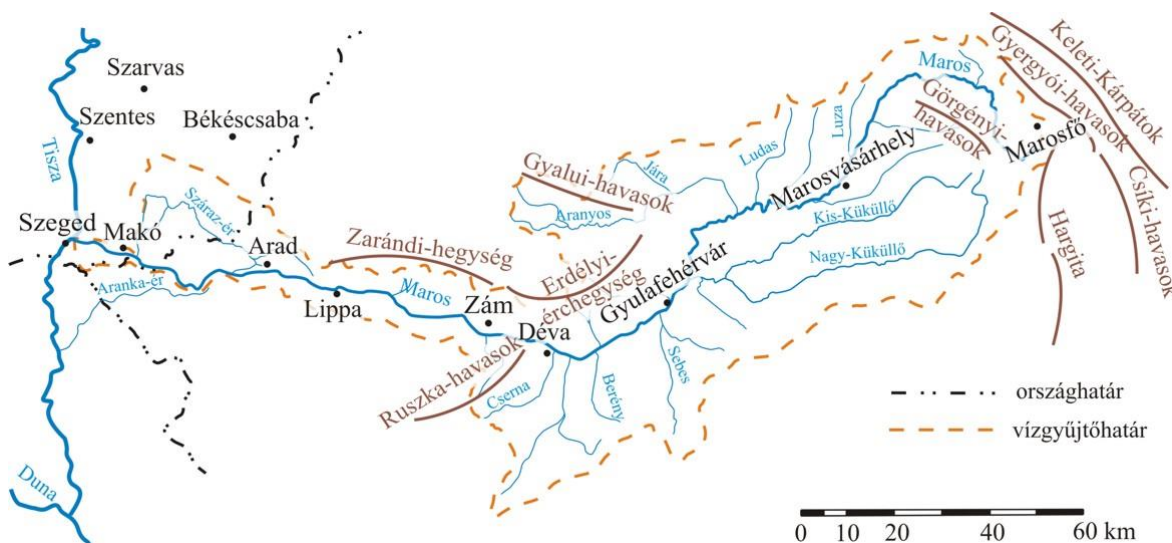
3. KUTATÁSI TERÜLET – A MAROS HORDALÉKKÚPJA

3.1. A VÍZGYŰJTŐ ÁLTALÁNOS JELLEMZÉSE

A Maros a Hargita északi részén Marosfőnél, mintegy 850 m tengerszint feletti magasságban ered (Laczay 1975). Azonban a forrás pontos helyéről és magasságáról eltérő adatok vannak, hiszen Márton (1914) 892 m-re teszi, Oroszi (2009) 1382 m-re, míg Andó (2002) szerint a Gyergyói-havasok délnyugati lejtőin 1450 m tengerszint feletti magasságban ered. Az ellentmondás abból eredhet, hogy a Marosnak két forrása ismert (Sipos 2006). A folyó az Erdélyi-medence belsejének vizeit vezeti le nyugati irányba, majd Szegednél, 81 m-es tengerszint feletti magasságnál torkollik a Tiszába (Laczay 1975).

A Maros hosszáról is eltérő adatok állnak rendelkezésre. A forrás és a torkolat távolságát Márton (1914) 683 km-nek adta meg, míg Laczay (1975) a folyó hosszát 749 km-nek és völgyének hosszát 651 km-nek írta le, míg Andó (2002) és Molnár (2007) szerint a folyó teljes hossza 766 km. A teljes hosszából Magyarország területére mindössze 51 km hosszú szakasz jut, amiből 22 km hosszan az államhatárt alkotja (Mike 1991)

A Maros vízgyűjtő területének nagyságát is különböző nagyságúnak említi a szakirodalom. Márton (1914), Laczay (1975), Andó (2002) és Mike (1975, 1991) szerint közel 30000 km², Molnár (2007) szerint 31332 km², míg Magyarország Hidrológiai Atlasza (Laczay 1975) szerint 27251 km² (3.1. ábra).



3.1. ábra: A Maros vízgyűjtő területe és mellékfolyói (forrás: Csoma és Laczay 1975)

A Maros vízgyűjtője domborzatát tekintve három részre osztható a vízgyűjtőt határoló hegyekre, az Erdélyi-medencére mely egy 250 x 100 km-es, északnyugat–délnyugati tengely mentén elhelyezkedő terület, és az alföldi szakaszra mely Dévától a folyó torkolatáig húzódó 20–40 km keskeny sáv (Laczay 1975). A hegységi területen és az intenzíven emelkedő Erdélyi-medencében a folyó teraszai, az alföldi szakaszon pedig a hordalékkúp rétegei mutatják a hajdani Maros futásirányait és bevágódásának ütemét (Mike 1975, 1991). A folyó esése a Felső-Maroson (forrásától – a Maroshévíz-Dédaszorosig) 370 cm/km, Dédától Gyulafehérvárig 50 cm/km, a Gyulafehérvár és Lippa közötti szakaszon 30 cm/km, míg az alföldi szakaszon (Lippától a torkolatig) 20 cm/km (Oroszi 2009, Sipos 2012). A Maros – Tisza – Körös által közrefogott terület fiatal üledékekből épül fel, jelenlegi formája az Ős-Maros hordalék-felhalmozó tevékenységének eredményeként alakult ki (Andó 1969).

Mivel a dolgozatban célom a hordalékkúp felszíni képződményeinek vizsgálata, fontosnak tartom a területet érintő **tektonikus** mozgások bemutatását is. A hordalékkúp alaphegysége különböző mélységekben található, így a (viszonylagosan) emelkedő területek között folyamatosan süllyedő medencék helyezkedtek el, amelyekben folyamatos folyóvízi üledékképződés folyt a negyedidőszak folyamán (*Nádor et al. 2007ab*). Süllyedő területnek tekinthető a Békési-medence, a Makó–Hódmezővásárhelyi-árok, az Észak-Bánsági-árok és az Erdélyi-medence, míg az ezeknél kisebb mértékben süllyedő a Battonyai-hát, a Battonya-Pusztaföldvári-hát, a Nagyikinda-Szeged közötti hát illetve az Erdélyi-középhegység peremi területei (*Mihăilă et al. 1990, Joó et al. 2000, Dövényi 2010, Berec és Gábris 2013*). A különböző irányú tektonikai mozgásoknak köszönhetően az alaphegység 1-8 km mélységben helyezkedhet el a térségben (*Dövényi 2010*). Ezek a területileg és időszakosan is eltérő ütemben süllyedő tektonikai egységek nagy mértékben befolyásolták a meder futásirányának változását (*Berec és Gábris 2013*).

A Maros hordalékának üledéke nagyrészt az Erdélyi Érc-hegységből, Hegyes-Drócsáról, Kudzsiri-havasokból és a Pojana-Ruszkai hegységből származik. Az üledék összetételéről elmondható, hogy kvarc, csillám, biotit és muszkovit nagy mennyiségben szerepel benne (*Mezősi és Donáth 1954*).

A Maros változatos képet mutat völgyének földtani felépítése, kialakulása és kialakulási kora alapján (*Molnár 2007*). Ennek oka az Erdélyi-medence peremhegységeinek és belsejének egymástól eltérő jellegű és sebességű emelkedése (*Bendefy 1975*). A Maros forrásvidékén, a Gyergyói-, a Kelemen-, a Görgényi-, a Csíki-havasokban és a Hargitán a vulkáni tevékenység nyomai találhatóak meg. A terület jellegzetes kőzete az andezittufa (*Molnár 2007*). A Kelemen-, és a Görgényi-havasokban a folyó 6 teraszt alakított ki (*Bulla 1943, Molnár 2007*). A Gyalui-havasok térségét (egykori Bihar-szigetség) patkószerűen elhelyezkedő flis-övezet veszi körül (*Bendefy 1975*), míg az alföldi részekre is átnyúló erdélyi flis-szerű törmelékes képződmények tektonikai breccsa jelegűek. Az Erdélyi-medence belseje a hegyszerkezeti mozgásokat kísérő vulkanizmus, valamint a medence belseji rögök lassú rotációjának együttes hatására fejlődtek tovább (*Bendefy 1975*). A térségben 5 különböző korú terasz alakult ki (*Bulla 1943*).

Az **éghajlat** a vízgyűjtő mentén folyamatosan változik. Az Erdélyi-medence elhelyezkedése miatt (minden oldalról hegyek veszik körül) csapadék ritkán hullik, ennek eredményeképp a téli időszak igen száraz. A vízgyűjtőre érkező csapadék nagy része nyáron hullik, a nyugati szeleknek köszönhetően (*Csoma 1975*).

A XVIII. században a terület hidrogeográfiája jelentős mértékben különbözött a jelenkori állapotoktól, valamint a táj és annak használata is sokkal közelebb állt a természeteshez (*Deák 2004*). Például a Maros torkolatánál a mocsárvilágra jellemző "kákás" növénytakaró lehetett (tavi kákás (*Schoenoplectetum lacustris*), virágkákás-lándzsás hídör társulás (*Butomo-Alismatetum lanceolati*)). Az árvízmentes területeken típusos alföldi mocsárrétek élhettek, peremterületeiken magassásosokkal (feltehetően éles sásos (*Caricetum gracilis*), (*Deák 2004*). A szabályozások hatására, a gátak megépítésével a rendszeres árvízi elöntés elmarad a Maros mentén, így a mocsarak kiszáradnak, mocsárrétekké alakultak át. A Maros hullámtéren ez a változás a fűz-nyár ligeterdők arányának növekedésében nyilvánult meg (*Deák 2004*).

A Maros vízgyűjtőjét változatos **hidrológiai** viszonyok jellemzik. Ennek oka a vízgyűjtő változatos morfológiai felépítése. A Maros vízrendszere sűrű vízhálózattal rendelkezik, a mellékfolyókó vízrendszerével együttesen közel 430 vízfolyás alkotja (*Laczkay 1975*). A Maros vízgyűjtőjének **csapadékviszonyai** nagyon változatosak. A vízgyűjtő legcsapadékosabb részét a Görgényi-havasok nyugati oldala alkotja (1200 mm/év). Az Erdélyi-medencében az éves csapadékmennyiség 600 mm körüli, míg Gyulafehérvárnál ez az érték csupán 500 mm évente (*Csoma 1975*). *Márton* (1914) szerint

a vízgyűjtőn januártól júniusig növekszik a csapadék mennyisége, majd júniustól januárig csökken. Ennek köszönhetően a folyón általában nincsenek őszi áradások.

A vízgyűjtőn az évi **középhőmérséklet** a domborzati viszonyoktól függően 4-11 °C között változik. A januári középhőmérséklet -2 – -9 °C között, míg a júliusi középhőmérséklet 10 – 21 °C között változik (Csoma 1975). A Maros vízjárására általában az április-május havi maximumok a jellemzők. (Csoma 1975). A Maros vízjárását a csapadék mellett a fajlagos lefolyás és az összegyülekezés körülményei határozzák meg (Csoma 1975). A fajlagos lefolyás értéke a terület domborzati adottságaitól, a terület fedettségétől és a talajviszonyoktól függően változatos lehet. A vízgyűjtő magashegységi területein a sokévi fajlagos lefolyás 30-50 l/km²/s, az Erdélyi-medence középső részén 2-3 l/km²/s átlagosan, Arad körül az átlagos lefolyás 1 l/km²/s alá is lecsökken (Csoma 1975).

3.2. A MAROS VÍZRENDSZERÉNEK FEJLŐDÉSE

A Maros vízrendszerének mai formája hosszú földtörténeti fejlődés során alakult ki. Fejlődésének alapjai a mai nagyszerkezeti formák kialakulásához köthetők, tehát a miocén második feléig nyúlik vissza a fejlődéstörténet (Somogyi 1961, Andó 2002).

Az Erdélyi-medence és ezen belül a vízrendszer első elemei a harmadidőszakban alakultak ki, a medence peremhegységeinek és belsejének egymástól eltérő jellegű és sebességű emelkedése során (Bendefy 1975). A **miocén elején** az Erdélyi-medencét egy beltenger borította, amely a középső szarmatában már félig-sós vizű tenger lehetett (Márton 1914). Később, a pliocén közepén az Erdélyi-öböl önálló, zárt tóvá alakult és megkezdődött feltöltődése (Mike 1975). Azonban Bulla (1943) szerint a Gyergyói-medence feltételezett levantei, édesvizű, esetleg lefolyástalan beltavának a létezését a morfológiai vizsgálatok nem igazolják. Márton (1914) szerint az Erdélyi-beltó a „dévaigáton” át, egy árkos vetődés mentén kapcsolatban volt az Alföldön létező Pannon-beltengerrel majd beltóval. Ebben a kapuban az Ős-Maros valószínűleg először a **pliocénben** jelent meg, s a még mindig létező alföldi beltó üledékeit folyóvízi hordalékkal borította be (Mike 1991). A belső tóvidék visszahúzódását a Maros vízgyűjtőjének pliocén végi kiemelkedése is elősegítette, illetve maga a Maros is részt vehetett az Erdélyi-tó vizének a lecsapolásában (Somogyi 1961, Andó 2002). Azonban a **pliocén közepi-végi** vízhálózat alapvetően különbözött a maitól, amit az is igazol, hogy Déva és Gyulafehérvár között kialakult egy, a mai Marossal ellentétes irányú vízfolyás, amelynek völgye később része lett a Maros völgyének (Borsy 1989). Ekkor, a Zarándi-hegységből kilépő folyót az irodalom „Temesi-Marosnak” nevezi, melynek torkolata Aradtól néhány kilométerre délre lehetett (Mike 1975).

Mike (1991) szerint a **pliocén végén** a Temesi-Maros több ágra szakadva feltöltő jelleggel az Erdélyi-medence tengelyében folyt és Zám-Lippa közötti szakaszon vált újra bevágódóvá. A másik ősfolyó, amit az irodalom „Alföldi-Marosnak” nevez a felső pliocénben Lippa környékéről eredt és a Tiszába ömlött (Mike 1975), durva hordalékát Orosházáig is elszállította (Mike 1991). Az Alföld és az Erdélyi-medence között a folyók fokozatosan kelet felé hátravágtak, így az Alföldi-Maros elérte a Temesi-Marost és vizét magához csatolta. Az így létrejött Ős-Maros vízhozamának megnövekedését az Alföldre jutó hordaléktömeg növekedése is jelzi (Mike 1975). A folyó kavicsos hordalékát Békéscsaba felé kanyarogva Mindszentig is eljuttatta (Mike 1991).

A **pliocén végén** kezdődhetett el a későbbi Ős-Maros alföldi szakaszát meghatározó hordalékkúp kialakulása is (Cholnoky 1924, Pécsi 1959, Borsy 1987, Mike 1991), amelyet a medencealjazat eltérő mértékű süllyedése irányított (Lovász 2006). Azonban Molnár (2007) a hordalékkúp üledékeinek összetétele és kora alapján arra következtetett, hogy csak a pleisztocén elején jelent meg a Maros és kezdte építeni hordalékkúpját.

A **pleisztocén** folyamán az éghajlati változások határozzák meg a területen bekövetkező változásokat. Az interglaciálisokban bevágódás, a glaciálisokban akkumuláció, a völgyek feltöltődése zajlott (Andó 2002). A glaciálisok során a kőzetek felaprózódása következett be, ami durva törmelék eredményezett. Ez a törmelék a gleccserek, vízfolyások szállító tevékenységének hatására a völgyekbe szállítódott, ahol felhalmozódott és széles völgysíkok jöhettek létre. Az interglaciálisok csapadékosabb időszakában megnőtt a folyók vízhozama, valamint csökkent a kőzetek fagy okozta aprózódásának üteme. Az aprózódást a mállás váltotta fel, ami finomabb hordalék kialakulását jelentette. A hordalék váltakozó durvulását és finomodását az alföldi szakasz hordaléka is tükrözi (Mike 1991). Andó (1969) szerint a pleisztocénben a felszínfejlődést döntő mértékben a folyóvízi akkumuláció határozta meg, s ennek megfelelően több ágra szakadva terítette szét hordaléktömegét a hegyvidékbe nyúló völgyekben és az Alföld peremén (Márton 1914, Andó 2002).

A Maros jelenlegi futásvonalától északra és délre lévő hordalékkúp-felszín jelentősen különbözik (Márton 1914), mivel a „törmeléklegyező” északnyugati irányban messzebbre kiterjeszkedett. A hordalékkúp peremi része Makónál 85 m, Hódmezővásárhelynél 83 m, Orosháza és Békéscsaba környékén 90 m tengerszint feletti magasságnál található. A hordalékkúp anyaga túlnyomórészt közép- és durvaszemű homok, kavicsos homok és kavics (Andó 1969, 1976), amely fokozatosan finomodik nyugat felé, így a homokrétegek közé egyre több iszap és agyagsáv ékelődött be (Borsy 1989), míg a Zarándi-hegység előterében főleg kavics-testek találhatóak. A hordalékkúp csúcsrészénél a negyedidőszaki rétegsor vastagsága 100 m-nél kisebb, addig nyugat felé 500-700 m-re vastagodik (Borsy et al. 1989). A hordalékkúp vertikális kiterjedését Molnár (2007) határozta meg. Véleménye szerint a hordalékkúp a felszín alatt 350 m mélységben kezdődik. A hordalékkúptól északra eső területeket a Körösök és a Maros együtt töltötték fel, így a két folyó hordalékkúpjai kiemelkednek egymásból (Molnár 2007). E fölött helyezkedik el egy alsó- és középső pleisztocén korú Maros hordalékkúp, amelynek tengelye a felszíni hordalékkúphoz képest délebbre található. Ennek mélységi kiterjedése kb. 160 m-től 350 m-ig tehető, anyaga finomabb szemcse-összetételű, mint a felső hordalékkúp. E felett található a Maros felső pleisztocén hordalékkúpja, ami a felszíntől kb. 160 m mélységig tart.

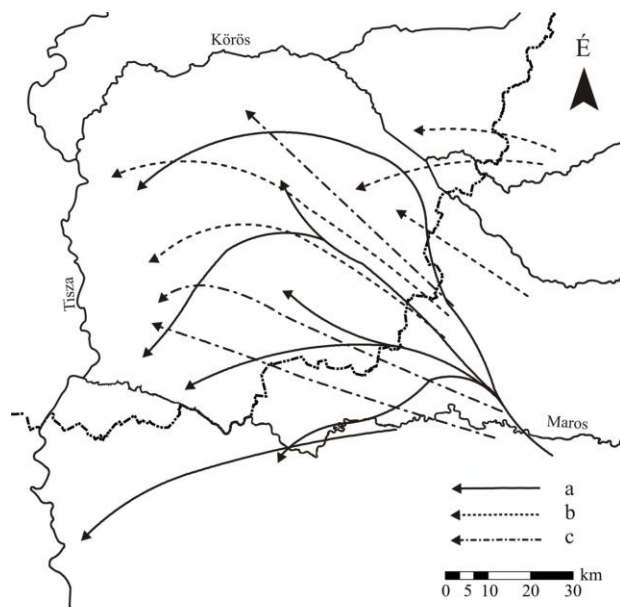
A pleisztocén időszak felszínfejlődését és a hordalékkúp fejlődését igen részletesen taglalták a korábbi kutatók (Márton 1914, Cholnoky 1924, Mike 1975, Borsy 1989, Mike 1991, Molnár 2007), de ezek közül a hordalékkúpot érintő megállapításokra szeretnék részletesebben kitérni.

A klíma-ingadozások hatására a Maros erdélyi szakaszán a völgy dinamikája változott és teraszképződés zajlott (Mike 1991), amelyre a területen bekövetkezett tektonikus mozgások is hatottak (Márton 1914). Borsy (1989), Mike (1975) és Andó (2002) is kiemelte, hogy a *günz*-ben a Maros vízgyűjtőjén fokozott erózió játszódott le, és a felső, erdélyi szakaszán erőteljes medermélyülés és oldalazó erózió is zajlott. A medence belsejében a *günz* teraszok alig maradtak fenn, a tömegmozgások és a periglaciális folyamatok eredményeképpen (Mike 1975). A *mindel* során az Erdélyi-medence 20-30 m-t emelkedett, mely felszínen a későbbi erózió hatására alakultak ki a teraszok, melyek maradványai csak egyes helyeken (Marosvásárhely környéke) maradtak fent (Mike 1975). A Maros a *mindel*-ben Marosvásárhely és Gyulafehérvár között 15-20 km széles völgyben változtatta futásvonalát (Mike 1991). A *riss* teraszok keskenyek, ezért jobban le is pusztultak (Mike 1975, Molnár 2007), mint a jóval szélesebb *würm* teraszok (Mike 1975). Cholnoky (1924) azonosított egy ó-pleisztocén teraszt is Gyulafehérvár és Lippa között, ami végül belesimul a hordalékkúpba. A holocén során a Maros az Erdélyi-medencében

erőteljesen beágyazódott, ezért horizontális mederváltozásai a korábbiakhoz képest jelentéktelenné váltak (Mike 1975).

Az Alföldre érő Maros a **pleisztocén elején** határozott irányt vett fel, amelyet az Alföld peremi tektonikus mozgások irányítottak (Márton 1914, Andó 2002). Az Alföldre érve a hordalékkúpon a Maros gyakorta váltogatta medreit a peremvidék süllyedésétől illetve emelkedésétől függően (Cholnoky 1924, Mike 1975, Andó 2002). A *günzben* az Ős-Maros a mai folyó futásvonalától északra váltogatta medrét, s a *günz-mindel* interglaciálisban valószínűleg Orosháza felé folyt. Ez időszaki kavicsanyagát 144-170 m mélységben tárták fel (Mike 1991). A *mindel* folyamán az Erdélyi-medence emelkedett és az Alföld süllyedt, amelyek következtében nőtt a Maros esése (Mike 1975). Mike (1991) szerint a *mindelben* a Maros a Lippai-szorosból kilépve több fattyúágat táplálva fordult északnyugatra Mezőkovácsháza irányába. Alföldi hordalékkúpjának építése közben előbb a hordalékkúp déli szélén haladt, majd észak felé fordult, végül a főág a Körösökkel egyesülve ömlött a Tiszába. A folyó *mindel* eleji kavicsát Lökösháza környékén 71 m mélyen tárták fel, míg a *mindel* végi kavicsanyagát Mezőkovácsházán fúrták meg (Mike 1975). A *mindel-riss* interglaciálisban Kunágota-Battonya-Bánkút vonalában rakott le üledéket. A *riss* időszakban főága Battonya-Orosháza irányából egyre délebbre fordult, sőt a Maros-Temes közre is átvándorolt, széles legyező alakú hordalékot építve (Mike 1991, Andó 2002). A *würm* elején a Maros bevágódott a hordalékkúp csúcsi részébe, míg folyásirányban lejjebb tovább építette (Borsy 1989). A *würm* közepén a Béga felé vette útját és a hordalékkúp déli, bányai részét építette (Mike 1991, Berec és Gábris 2013). Borsy (1989) szerint a késő glaciálistól kezdve a Tisza bevágódott alluviális síkságába, melyet követett a Maros bevágódása is, így véleménye szerint lassan megszűnt a hordalékkúp további épülése.

Bár a vízgyűjtőn a vízrendszer és a domborzat képe a holocén során azonos lehetett a maival, lényeges változások zajlottak az alföldi, hordalékkúpi szakaszon (Mike 1975). A Körös-vidék erőteljes süllyedése a holocén elején megváltoztatta a Tisza főirányát is, a folyó északnyugat felé tolódott, amit a Maros a legyezőszerű hordalékkúpján követett (Mike 1975a, Andó 2002). A holocén Maros előbb Siklós – Békés – Kondoros, később Ópálos – Kürtös – Nagykamarás – Orosháza felé kanyarodott (3.2. ábra). Ezek után Kisiratos – Dombegyház – Mezőhegyes – Makó felé tartott és a legkésőbbi futásvonala a mai Száraz-ér nyomvonala lehetett (Mike 1991). Somogyi (1961) szerint az Aradtól nyugatra lévő, a Maros által kettévágott löszárok a bizonyítéka annak, hogy a folyó mai futásvonalára a holocén elején tért át, míg Molnár (2007) szerint a felső pleisztocénben helyeződött délebbre és került a mai helyére.



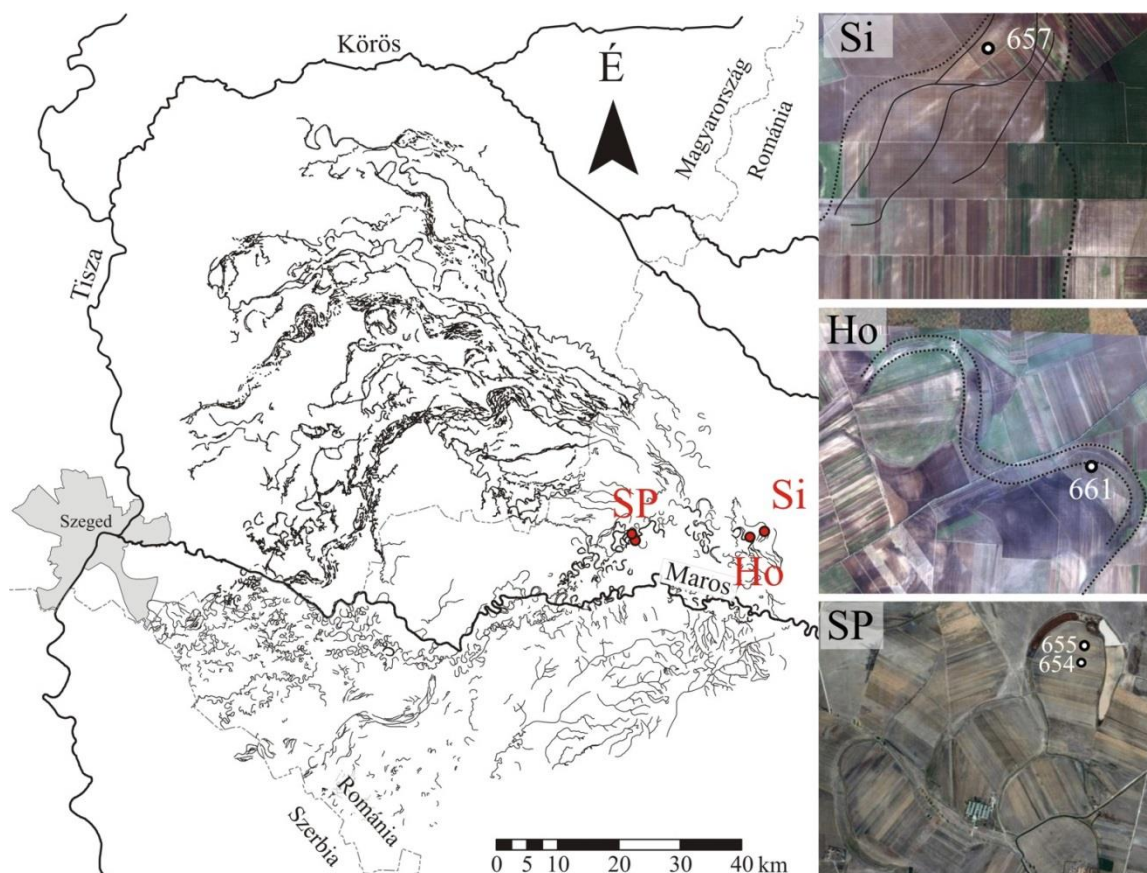
3.2. ábra: Mike (1975b) és Borsy (1989) által meghatározott folyásirányok, ahol a: felszínen azonosított irányok (Mike 1975b), b: késő-glaciális és c: felső-pleniglaciális elejéig aktív hordalékkúpi rész (Borsy 1989).

3.3. MINTATERÜLET ÉS MINTAVÉTELI HELYEK

A hordalékkúp a Lippai-szorosból indul, és csaknem a Tiszáig húzódik ($T = 8300 \text{ km}^2$). Az Alföldre lépésének helyénél a hordalékkúp felszíne 120-125 m magasságban található, míg a nyugati pereme már csak 75-80 m-en. A hordalékkúpot keletről az Zarándi-hegység és a Ruszka-havasok, északról a Körösök-vidéke, nyugatról a Tisza alacsony és magas ártere, délről pedig a Béga hordalékkúpja határolja. A Maros hordalékkúp Magyarországon található északi és nyugati peremének pontosabb lehatárolását a medrek futásvonala és a környező területek geomorfológiai sajátosságai alapján végeztem el.

Vizsgálataimat a Maros hordalékkúpjának romániai és magyarországi részén végeztem, ami a hordalékkúp teljes területének csaknem 85%-a. Az egykori medrek térkép alapú azonosítását követően választottam ki a mintavételi területeket. A mintavétel során 19 helyről, összesen 29 db mintavételi pontból gyűjtöttünk mintát, a meanderező és anasztomizáló mintázatú paleo-medrek övzátonyaiból, illetve a fonatos paleo-medrek mederközepi zátonyainak homokanyagából (3.1. táblázat). Céлом az volt, hogy a minták teljes egészében lefedjék az általam lehatárolt paleo-meder zónákat, így szorosabb kapcsolat kereshető a mintázat és a medrek futásiránya között.

A hordalékkúp **felső/proximális részéről** három helyről 4 db mintát gyűjtöttünk (3.3. ábra). Itt a medrek pontos folyásiránya a romániai 1:25.000 méretarányú topográfiai térkép alapján nem határozható meg, de a mintavételi helyek szépen kirajzolódnak a GoogleEarth felvételeken. Aradtól északkeleti irányban, Horia (**Ho**: Újpanád) és Șiria (**Si**: Világos) között a Zarándi-hegyek lábánál két meder található.



3.3. ábra: A hordalékkúp proximális/felső részén található mintavételi helyek (alaptérkép: GoogleEarth)

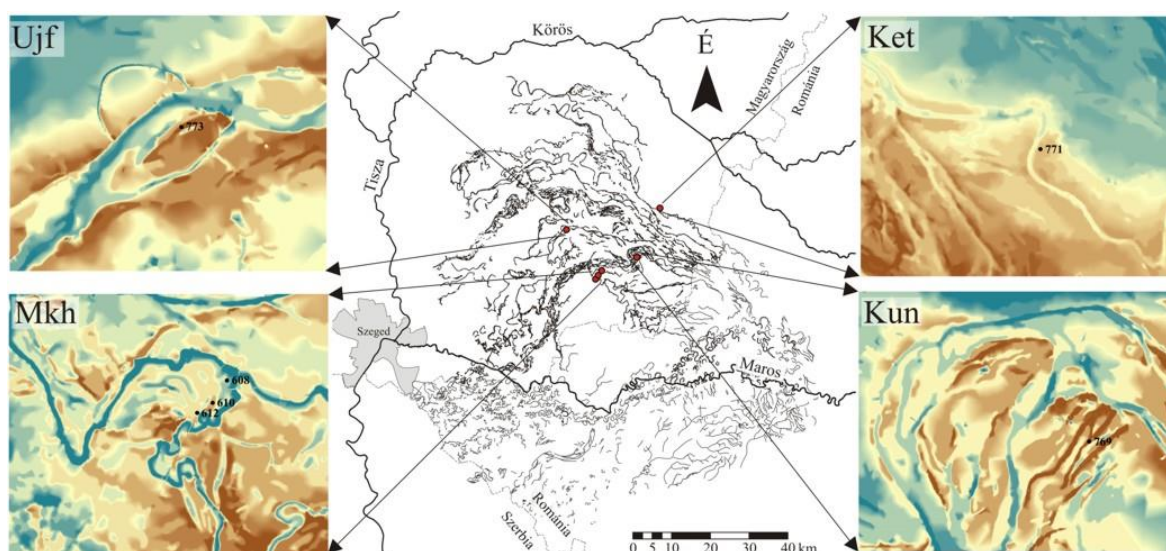
Az újpanádi paleo-meder mintázatát tekintve meanderező és igen mélyre vágódott (3.4. ábra). A kanyarulat átlagos szélessége 150-160 m, mélysége $2,38 \pm 0,7$ m (Katona *et al.* 2012a). A mintavétel során a mederben lévő sziget csúcsánál vettük a mintát, ahol a recens marosi analógiák alapján feltételeztük a homokanyag meglétét.



3.4. ábra: Az újpanádi meanderező mintázatú, mélyre vágódott meder

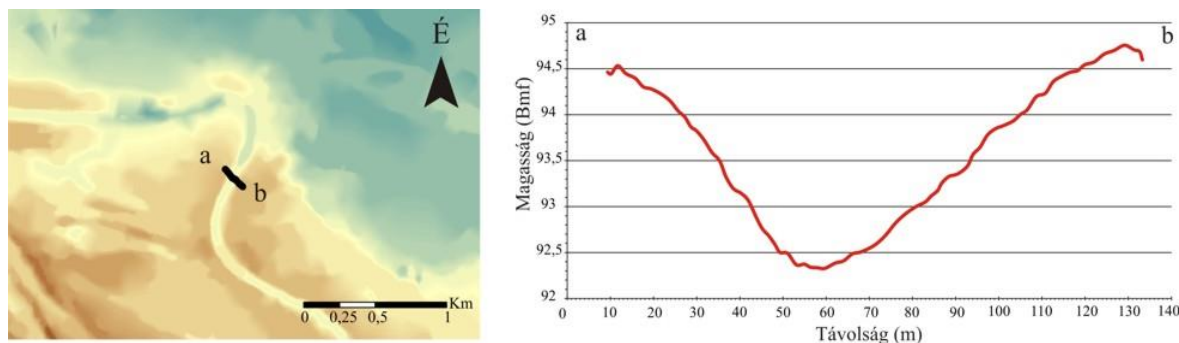
Az újpanádi mederrel párhuzamosan futó, tőle északkeleti irányban világos felé elhelyezkedő **Si** jelzésű meder fonatos mintázatú, 1,4-1,5 km széles paleo-meder övvel. A paleo-meder egykor észak felé tartott. Ennek a medernek a közepén lévő, mederközepe zátonyából gyűjtöttük mintát. Aradtól északra Sânpaul (**Sp**: Szentpál) irányában kisebb kanyarlati paraméterekkel jellemzett, meanderező mintázatú mederrészek találhatók. Itt a legszebben kirajzolódó meander legidősebb és legfiatalabb övzátonyából gyűjtöttünk mintát. A meder szélessége a kanyarulat csúcsán 80-90 m, azonban jelentős tárgulatok alakultak ki benne, melyek szélessége a 170,3 m-t is eléri.

A hordalékkúp **középső/centrális részén** négy egykori meder került megmintázásra (3.5. ábra). A hordalékkúp északkeleti csücskében, Kétegyházától (**Ket**) délnyugati irányban elhelyezkedő meanderező paleo-meder a hordalékkúp felszínén hosszan végigkísérhető. Azonban fejlett övzátonysorok nem alakultak ki mellette, vagy idővel elmosódott a felszínük, ezért a meder mellett közvetlenül elhelyezkedő övzátonyt formáztuk meg. A meder szélessége a kanyarulat inflexió pontjában RTK GPS-es méréseink alapján 110-120 m, míg mélysége fúrásunk alapján 2,3 m-nek adódott (3.6. ábra).



3.5. ábra: A hordalékkúp centrális/középső részén található mintavételi helyek (alaptérkép: 1:10000 topográfiai térkép)

A hordalékkúp tengelyében, Kunágótát (**Kun**) északról kerüli az a fonatos mintázatú paleo-meder, mely kilométereken keresztül végig kísérhető, a hordalékkúp északkeleti részétől délnyugati irányba. Érdekessége, hogy a meder középső részét fiatalabb, meanderező paleo-medrek átdolgozták. A mintát Kunágota határában, északnyugati irányban, mederközepe zátonyból gyűjtöttük. Ezen a részen a paleo-meder öv szélessége 3,6 km körüli.



3.6. ábra: A kétegyházi, meanderező mintázatú paleo-meder kereszt-szelvénye.

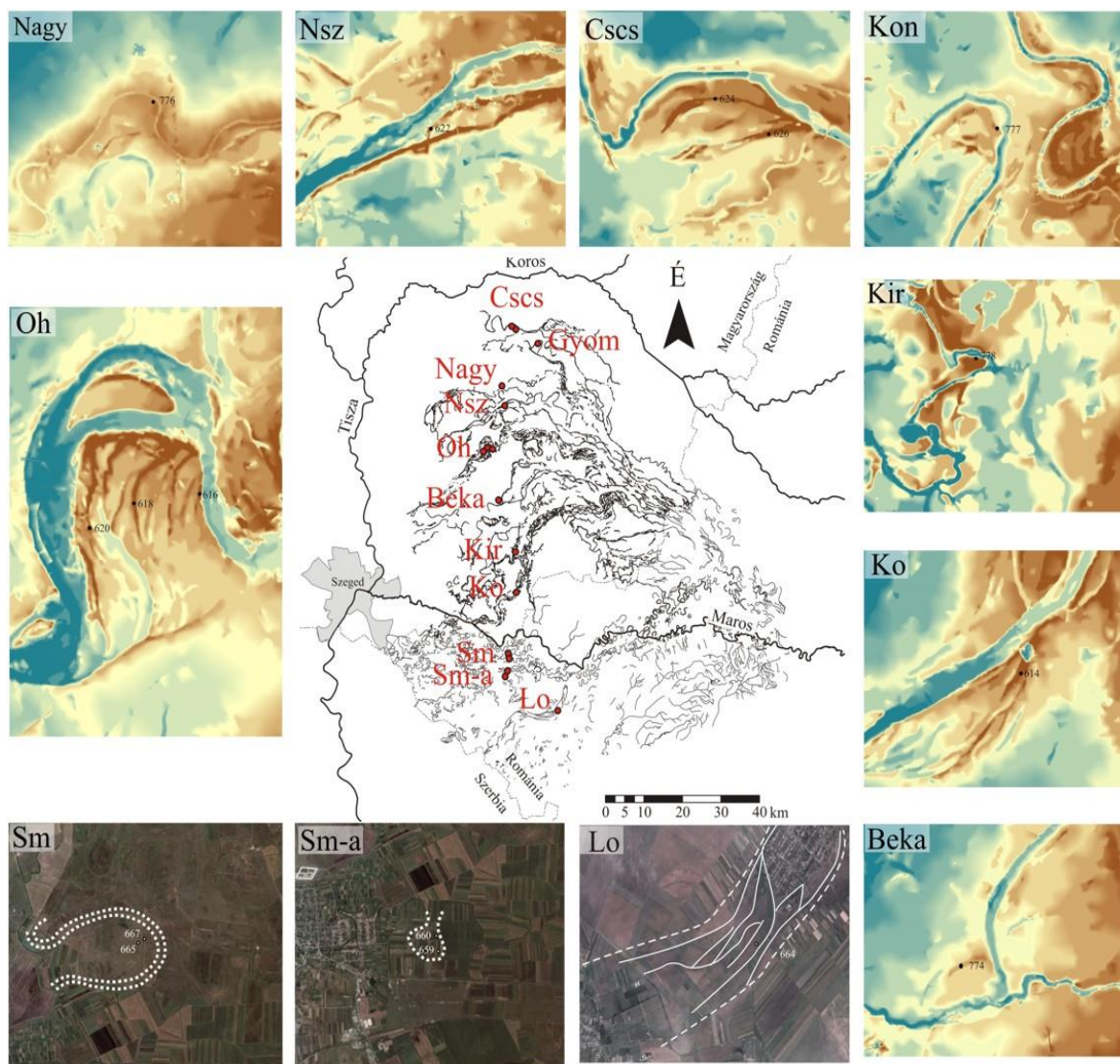
Mezőkovácsháza déli határában helyezkedik el az a meanderező mintázatú paleo-meder (**Mkh**) melynek jellegzetessége, hogy a fent említett Kun jelzésű meder középső részét felülírhatta és hogy az egykori meder talpában kisebb, misfit meder alakult ki. A mintavétel során a nagyméretű meander négy övzátonya közül a legidősebb és a legfiatalabbnak véltből vettünk mintát, illetve a misfit meder övzátonyát is megmintáztuk. A meder szélessége a kanyarulat csúcsánál csupán 30-40 m, de helyenként tágulatok (80-95 m) jellemzik.

A középső rész utolsó mintáját a Pusztaföldvár-Újfalutól délnyugati irányban található anasztomizáló mintázatú paleo-meder (**Ujf**), melynek övzátonyából gyűjtöttünk mintát. A paleo-meder öv szélessége a mintavételi pontnál 2,3-2,4 km, azonban ezen a ponton egy meder öv tágulat alakult ki. A paleo-meder öv átlagos szélessége 1,3 km. A meder mélysége fúrási eredményeink alapján 1,95 m.

A hordalékkúp **peremi/disztális részén** gyűjtöttük a legtöbb mintát, úgy, hogy azok mintegy É-D irányú metszetét adják a hordalékkúpnak (3.7. ábra). A hordalékkúp legészakabbi mintáját a Csabacsúdtól (**Cscs**) keletre elhelyezkedő meanderező mintázatú meder legidősebb és legfiatalabb övzátonyából gyűjtöttük. A meder futásiránya alapján egyértelműen Maros medernek azonosítottam. Kormeghatározását azért tartottam fontosnak, hogy pontosan meghatározzam a meder korát és hogy biztosan lehatárolhatóvá váljon a hordalékkúp északi pereme. A meder szélessége a kanyarulat inflexiós pontjában RTK GPS-es méréseink alapján 220-230 m, míg mélysége fúrásunk alapján 2,1 m-nek adódott (3.8. ábra).

A csabacsúdi medertől 12 km-re helyezkedik el a Kondorostól északnyugatra található **Kon** jelzésű, meanderező mintázatú paleo-meder. A meder legfiatalabb övzátonyából gyűjtöttünk mintát. A kanyarulat csúcsánál a meder szélessége átlagosan 90-100 m.

Nádor *et. al.* (2007a) a Körösök vidékén végzett vizsgálatait a Maros hordalékkúp északi részére is kiterjedtek. A medrek kormeghatározása mellett nehézasvány-összetételüket is megvizsgálták. A Kondoros és Ks-1 (3,50-3,70 m) jelzésű minták behordási irányát délkeletinek határozták meg, azonban nehézasvány-összetétele alapján csupán a Kondoros jelzésű minta Marosi eredetű. A kondorosi minta vizsgálatát azért is tartottam fontosnak, hogy eredményeimet összehasonlíthassam Nádor *et. al.* (2007a) eredményeivel.



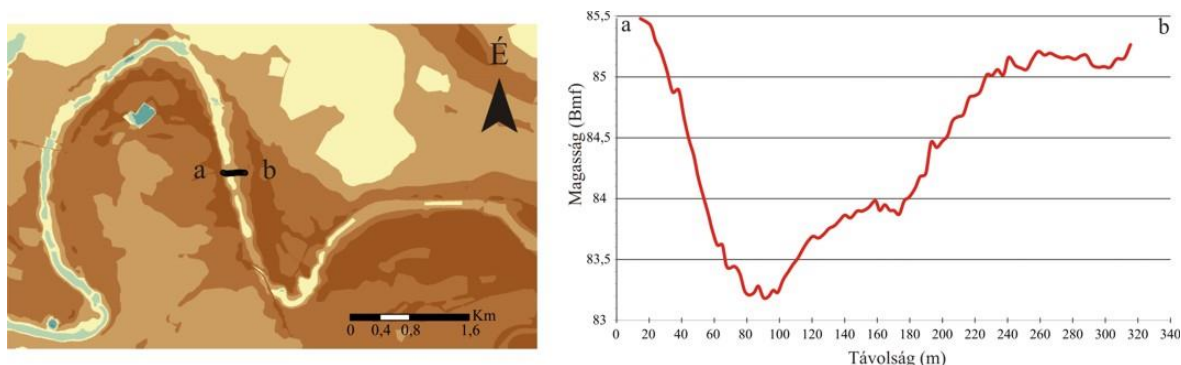
3.7. ábra: A hordalékkúp disztális/peremi részén található mintavételi helyek (alaptérkép:1:10.000 topográfiai térkép és GoogleEarth)

Délfelé, Nagyszénás közelében található két medret is megmintáztuk. A várostól északra helyezkedik el egy meanderező mintázatú (**Nagy**) meder, amely futása és mintázata alapján a kétegyházi (**Ket**) meder folytatása lehet. Az említett mederhez hasonlóan fejlett övzátonysorok nem alakultak ki mellette, vagy idővel elmosódott a felszínük, ezért a meder mellett közvetlenül elhelyezkedő övzátonyt formáztuk meg. A meder szélessége a kanyarulat csúcsánál 50-60 m, mélysége fúrásaink alapján 2,5 m. A Nagyszénástól délre található anasztomizáló mintázatú (**Nsz**) paleo-meder mintázata alapján jól elkülönül a töle északra és délre elhelyezkedő medrektől, így feltételezhető, hogy különböző medergenerációk alakíthatták ki. A meder legfiatalabb övzátonyából gyűjtöttünk mintát ott, ahol a meder öv szélessége 1,2-1,3 km.

Orosháza-Gyopárosfürdő (**Oh**) területén található az a paleo-meder, amelynek meanderező szakaszán a folyó két ágra szakadva, hatalmas szigetet alakított ki. A meder a megmintázott kanyarulatban hat tagból álló övzátonysort alakított ki, amiből a legidősebbet, a legfiatalabbat és egy középtűt elhelyezkedőt mintáztunk meg. A kelet felől érkező meder fonatos mintázata Orosháza előtt vált át meanderező mintázatra, majd ismét fonatos mintázatot vesz fel. A meder szélessége a kanyarulat csúcsánál 550-

560 m, mélysége $4,22 \pm 1,7$ m. A medrek által közrezárt hatalmas sziget legszélesebb pontján közel 1 km széles.

Békéssámsontól (**Beka**) északkeletre helyezkedik az azaz anasztomizáló mintázatú paleo-meder melynek legfiatalabb övzátányát mintáztuk meg. Ez a meder feltételezhetően a pusztamérgesi meder (**Ujf**) folytatása lehetett. A meder öv szélessége a mintavételi pontnál 1400-1500 m.



3.8. ábra: A csabacsúdi meanderező mintázatú meder kereszt-szelvénye

Királyhegyestől (**Kir**) északkeletre helyezkedik el az a misfit jegyeket mutató, meanderező mintázatú meder, amelyet a Maros mellékfolyója a Száraz-ér alakított ki. A mintavétel során a misfit meder övzátányából gyűjtöttünk mintát. A meder szélessége csupán 30-40 m, azonban mélysége 2,75 m.

A Kövegyet északról megkerülő, majd Apátfalva felé tartó egykori fonatos mintázatú paleo-meder (**Ko**) valószínűleg a középső részen lévő Kunágotai (**Kun**) meder folytatása lehetett. A mintavétel során egy mederközei zátonyból vettünk mintát. A meder megmintázásával célom az volt, hogy a korok hasonlósága alapján feltárjuk, hogy vajon a két meder egy időben keletkezett-e és egymás folytatásának tekinthető. A meder öv szélessége 1950-2000 m. (*Katona et al.* 2012a) a meder mélységét $2,69 \pm 1,4$ m-nek határozta meg

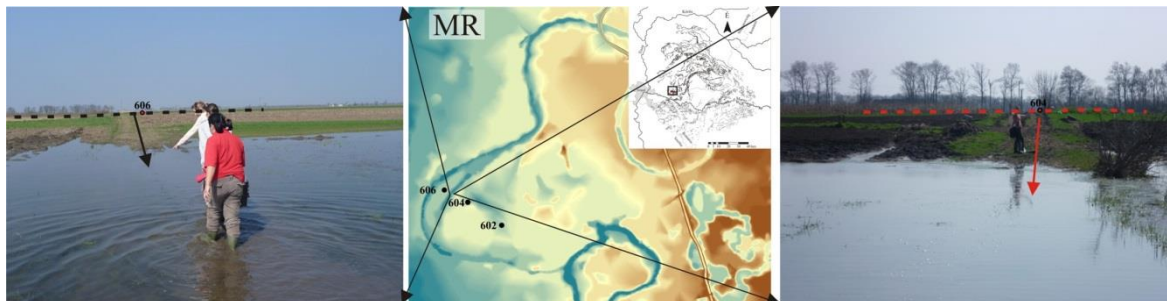
A Mai Maros medrétől délre két meanderező mintázatú paleo-medret mintáztunk meg Sânnicolau Mare (Nagyszentmiklós) közelében. A nagyobb kanyarulati paraméterekkel rendelkező egykori meander (**SM**) Nagyszentmiklóstól északra, a jelenlegi Maros medrétől csupán 2 km távolságra helyezkedik el. A meder nem kísérhető hosszban, csupán néhány hullámhossznyi rész maradt fent belőle. A meder két legfiatalabb övzátányából gyűjtöttünk mintát. Azért nem mintáztuk meg a legöregebb övzátányt, mert felszíne lepusztult, a terepen nem volt felismerhető. A meder szélessége a kanyarulat csúcsánál 290-300 m.

A másik, Nagyszentmiklóstól keletre elhelyezkedő meander (**SM-a**) az Aranka medre, amely kelet felől érkezik, érett és túlfejlett kanyarulatokkal halad délnyugati irányba. A kanyarulat legidősebb és legfiatalabb övzátányából gyűjtöttünk mintát. A kanyarulat csúcsánál a meder szélessége 40-50 m.

A hordalékkúp peremi részének legdélebbi medre, a Lovrin (Lórántfalva) és Pesac (Pészak) között található fonatos paleo-meder (**Lo**), amely északkelet felől, a jelenlegi Maros medre irányából érkezett, majd Lórántfalvát elhagyva dél felé fordult Szerbia irányába. A mintát a meder mederközei zátonyából gyűjtöttük. A meder öv szélessége 2350-2400 m, a meder mélysége *Katona et al.* (2012a) vizsgálatai alapján $2,19 \pm 0,8$ m.

A hordalékkúp **előterében** egyetlen medret mintáztunk meg, a Makótól északkeletre elhelyezkedő **MR** jelzésű makó-rákosi medret (3.9. ábra). A meanderező

mintázatú paleo-meder háromtagú övzátóny-sorral rendelkezik. A két fiatalabb övzátónya között elhelyezkedő sarlólapos hasonló mélységben helyezkedik el, mint egykori medre, tehát a belső övzátóny esetleg sziget-szerű megjelenésű volt. A mintavétel során mind a három övzátónyát megmintáztuk. A meder szélessége a kanyarulat csúcsánál 80-90 m, mélysége $3,075 \pm 0,9$ m (Katona *et al.* 2012a).



3.9. ábra: A hordalékkúp előtéri részén található mintavételi hely (alaptérkép: 1:10.000 topográfiai térkép)

3.1. táblázat: Összefoglaló táblázat a 29 db mintavételi pontról, a medrek szélességéről és mélyégéről, illetve az OSL minta száma és a mintavétel mélysége;
*** Katona et al. (2012a)**

Mintavétel helye, jelzése	Meder mintázata	Meder, meder öv átlagos szélessége (m)	Meder mélysége (m)	Megmintázott forma	OSL minta száma	OSL minta mélysége (cm)
Horia (Ho)	M	150-160	2,38±0,7*	sziget csúcsa	661	115
Şiria (Si)	F	1400-1500	n.a.	mederközepi zátony	657	205
Sânpaul (Sp)	M	80-90	n.a.	övzátony	654, 655	155, 95
Kétegyháza (Ket)	M	110-120	2,3	övzátony	771	155
Kunágota (Kun)	F	3600-3650	n.a.	mederközepi zátony	769	105
Mezőkovácsháza (Mkh)	M	30-40	n.a.	övzátony	608,610,612	255, 225, 225
Pusztaföldvár-Ujfalu (Ujf)	A	2300-2400	1,95	övzátony	773	195
Csabacsúd (Cscs)	M	220-230	2,1	övzátony	624,626	165, 195
Kondoros (Kon)	M	90-100	n.a.	övzátony	777	185
Nagyszénás (Nagy)	M	50-60	2,5	övzátony	776	135
Nagyszénás (Nsz)	A	1200-1300	n.a.	övzátony	622	175
Orosháza-Gyopárosfürdő (Oh)	M	550-560	4,22±1,7*	övzátony	616, 618, 620	165, 115, 215
Békéssámszon (Beka)	A	1400-1500	n.a.	övzátony	774	195
Királyhegyes (Kir)	M	30-40	2,75	övzátony	778	255
Kövegy (Ko)	F	1950-2000	2,69±1,4*	mederközepi zátony	614	175
Sânnicolau Mare (Sm)	M	290-300	n.a.	övzátony	665, 667	115, 165
Sânnicolau Mare (Sm-a)	M	40-50	n.a.	övzátony	659, 660	115, 65
Lovrin (Lo)	F	2350-2400	2,19±0,8*	mederközepi zátony	664	125
Makó-Rákos (MR)	M	80-90	3,075±0,9*	övzátony	602, 604, 606	255, 375, 295

4. MÓDSZEREK

Vizsgálataim során célom a Maros hordalékkúpjának geomorfológiai feltérképezése, az egykori felszíni medrek korának meghatározása illetve fejlődéstörténet utolsó időszakának rekonstruálása volt. Ehhez többlépcsős kutatást végeztem. A részletes geomorfológiai elemzést csupán a magyarországi részen végezhettem el, mivel megfelelő méretarányú térképek nincsenek a hordalékkúp romániai részén, míg a szerbiai részen folynak hasonló kutatások (Berec 2007). Azonban egyes vizsgálatokat (vízhozam számítás, kormeghatározás, szemcseösszetétel vizsgálatok) a hordalékkúp romániai és magyarországi szakaszán is elvégeztem, így a hordalékkúp ezen részének fejlődéséről átfogóbb képet kaphatunk.

4.1. A HORDALÉKKÚP FELSZÍNÉNEK VIZSGÁLATA

4.1.1. A hordalékkúp esése

Az esés vizsgálatát a hordalékkúp magyarországi részen végeztem el, hiszen innen állt rendelkezésemre 1:10.000 méretarányú topográfiai térkép mely alapján az esésgörbék megszerkeszthetőek voltak. Azonban a hordalékkúp romániai részéről csupán 1:25.000 méretarányú topográfiai térképek vannak, így itt részletes esés vizsgálatokat nem végeztem, csupán közelítő értékeket számítottam ki. A magyarországi rész esésének vizsgálatához egy pontból indulva (a Lippai-szorostól), sugárirányban vettem fel egymástól egyenletes távolságra elhelyezkedő (végpontok esetében 2,5°-onként) szelvényeket Berec és Gábris (2013) módszerét követve. Összesen 25 db, 116 km hosszú sugárirányú szelvényt rajzoltam a hordalékkúp Körösök-felőli oldalától haladva a Maros jelenlegi medrének irányába (4.1. ábra).

A sugárirányú szelvények mellett keresztirányú-szelvényeket is felvettem, ahol a körcikk középpontja a Lippai-szoros volt. Maguk a keresztirányú szelvények a sugárirányú szelvényeket 10 km-enként metszik.

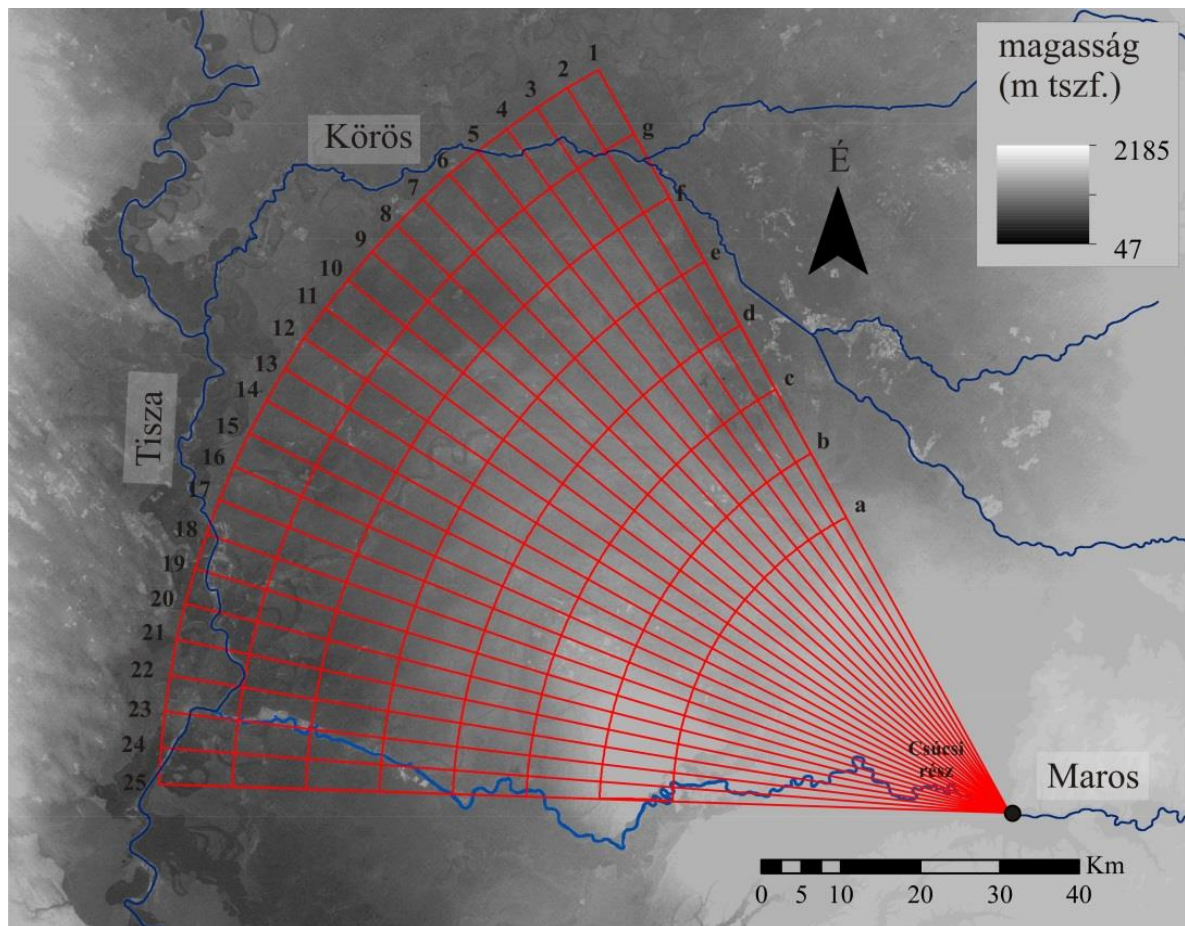
A szelvények mentén kilométerenként felvettem a magasságot, törekedve arra, hogy lehetőleg a szomszédos magassági pontok pontosabb adatait használjam.

Az esésgörbék elemzésével a hordalékkúp középső, peremi és előtéri területei elkülöníthetővé váltak, illetve az egyes medergenerációk közötti magasságkülönbségek mérhetővé lettek.

4.1.2. A medrek mintázatának vizsgálata és morfometriai elemzése

A Maros hordalékkúp magyarországi részén a fluviális formákat 1:10.000 méretarányú topográfiai térképek alapján határoltam le ArcGIS 10 szoftver segítségével. Az azonosítás során első lépésként a medrek partvonalát határoztam meg. A meanderező és anasztomizáló medrek partvonalának megrajzolása egyszerűbb volt, mint a fonatos mintázatú medrek esetében, ugyanis ezen medrek határait a mederközepi zátonyok és a mederágak alapján rekonstruáltam. Az azonosítást követően a meghatározott formák részletes morfológiai vizsgálata következett. A vizsgált paraméterek meghatározásai az 4.1. táblázatban találhatóak.

A hordalékkúp felszínén a paleo-medrek futásiránya és mintázata alapján a feltehetően ugyanakkor képződött paleo-medreket pásztákba soroltam. A 13 paleo-meder pászta részletesebb vizsgálata során meghatároztam a pászták által elfoglalt területet, az átlagos szélességüket és hosszukat ArcGIS 10 szoftver segítségével (Sümeghy és Kiss 2011).



4.1. ábra: A hordalékkúp esésviszonyainak jellemzéséhez sugárirányú szelvényeket (1-25) és keresztirányú szelvényeket (a-g) vettem fel

A hordalékkúp felszínén lévő elhagyott medreket **medermintázatuk** alapján meanderező, fonatos, anasztomizáló és misfit csoportokba soroltam *Leopold és Wolman* (1957), *Rosgen* (1994) illetve *Lóczy és Veress* (2005) definícióit követve.

A **meanderező** és **misfit** medrek elsődleges vizsgálata négy alapvető horizontális kanyarulati paraméter (L , H , R_c , Sz) meghatározásán alapult. Minden egyes kanyarulat vizsgálatával az adott medret jellemző átlagos kanyarulati paraméter értékek meghatározhatók. A morfometriai mérés után az övzátonyok (övezetysorok), sarlólaposok és lecsapoló medrek vizsgálata következett. Topográfiai térképek (Magyarországon: 1:10.000) és terepbejárások alapján azonosítottam a formákat, majd meghatároztam az övzátonyok egymáshoz viszonyított távolságát, magasságuk és számuk alakulását folyásirányban lefelé. Az övzátonyok távolságának meghatározásához a két övzátony közötti maximális, merőleges távolságot vizsgáltam. A lecsapoló medrek (minimális) hosszúságát és szélességi viszonyait szintén a topográfiai térkép segítségével határoztam meg. A medrek keresztmetszéneinek megrajzolásával meghatároztam a medrek esetleges bevágódásának helyét és mértékét. Az OSL mérések helyszínéül szolgáló meanderező és misfit medreknek fúrások segítségével meghatároztam a mélységét (D) az inflexiós sávban. Az inflexiós sávokban illetve a kanyarulatok csúcsán RTK GPS-el felmértem a medrek keresztmetszetét és övezetysorainak magassági viszonyait).

4.1. táblázat: Munkám során alkalmazott definíciók és azok meghatározási, mérési módjai

Fogalom/ Paraméter	Jele	Definíció, mérési mód
Fonatos meder	F	A <i>fonatos</i> medrű vízfolyások egy vagy több ágra bomló mederben folynak zátonyokat és szigeteket körülölelve, amelyek mederközepe zátonyokból alakultak ki (<i>Leopold és Wolman</i> 1957). Intenzíven erodálódó partjai közel párhuzamosak, a meder széles (szélesség/mélység ≥ 50), a vízfolyás pedig jelentős mennyiségű fenékhordalékot szállít. Ez a medermintázat típus széles völgyekben vagy meredek hordalékkúpokon (azok csúcsi vagy középső részén) fordul elő ott, ahol jelentős a hordalék-utánpótlás (<i>Ori</i> 1982, <i>Rosgen</i> 1994). Terepi felismerésüket a sűrű fattyúmedrek és a zátony hálózat által kirajzolt széles meder segíti.
Anasztomizáló meder	A	Az <i>anasztomizáló</i> (fonatosan szövedékes (<i>Lóczy és Veress</i> 2005), szövedékes (<i>Timár</i> 2005) medrek hasonlóak a fonatos mintázatú medrekhez, azonban olyan hosszabb kanyargós mellékágakból tevődnek össze, amelyek között ártéri szigetek találhatóak (nem pedig zátonyok, mint a fonatos mintázat esetében). A medrek kis hozamúak és egymással oldalági összeköttetésben állnak (<i>Timár</i> 2005). Az anasztomizáló mintázat medrei stabilak, sajátos formájukat megőrzik az idő és a víz- és hordalékhozamok változása során is – ezzel szemben a fonatos medrek folyamatosan vándorolnak (<i>Morisawa</i> 1985). Jellegzetességük a kis mennyiségű fenékhordalék-szállítás és a lebegtetett hordalék bősége. Terepi felismerésüket a sűrű kanyargós (fattyú)meder hálózat és az általuk közrezárt nagyobb méretű szigetek segítik.
Meanderező meder	M	A <i>meanderező</i> vízfolyások közé nemcsak a <i>Schoklitsch</i> (1950) által meanderezőként definiált medreket soroltam, hanem a kanyargós, osztatlan medrű vízfolyásokat is. Ezek a medrek általában kis esésűek, gázlókkal és üstökkel tagoltak, aszimmetrikus keresztiszelvényűek (<i>Morisawa</i> 1985). A meder sodorvonalának kitérése következtében a domború part épül (övezátonyokkal), a homorú part pusztul (<i>Lóczy és Veress</i> 2005). A medrekhez jól meghatározható ártér kapcsolódik, így ha széles völgyekben folynak, akkor azokat alluviális kitöltés és teraszok kísérhetik (<i>Rosgen</i> 1994). Általában a több lebegtetett hordalékot szállító vízfolyások medre nagy amplitúdójú, fejlett kanyarokkal tagolt, míg a több fenékhordalékot szállító medrek kisebb futásfejlettségűek (<i>Lóczy és Veress</i> 2005). Kis esésű völgyekben és síkságokon, illetve a hordalékkúpok enyhébb esésű középső és peremi részein fordulnak elő (<i>Ori</i> 1982). A mintázat terepi felismerését az egyágú, kanyargó meder és a kanyarulatok belső ívén kialakult övezátonyok illetve övezátonysorok segítik.
Misfit meder	Mf	A <i>misfit</i> (aránytalan vízfolyás (<i>Lóczy és Veress</i> 2005) medrek idősebb és nagyobb medrek alján kanyarognak, és a vízhozam lecsökkenése miatt nagyságrendileg kisebb kanyarulatok jellemzik őket, mint a befogadó medreket. Megjelenésük hasonlít a meanderező mintázatú medrekéhez, esésük függ az eredeti vízfolyás meder esésétől. Legfőbb jellegzetességük, hogy bevágódtak az eredeti medertalpbá.
Hordalékkúp esése	S_{hk}	Egy pontból, a Lippai-szorostól kiindulva felvett sugárirányú (egymástól egyenletes távolságra elhelyezkedő – végpontok esetében $2,5^\circ$ -onként) és keresztirányú (a sugárirányú szelvényeket 10 km-enként metsző) szelvények mentén kilométerenként felvett magassági pontok alapján szerkesztett esésgörbék együttese.
Paleo-meder pászta	pmp	A hordalékkúp felszínén, a medrek futásiránya és mintázata alapján elkülöníthető egykori medrek és a hozzájuk tartozó árterek alkotnak egy paleo-meder pásztát.
Paleo-meder pászta területe (km^2)	T_{pmp}	A pászták területét ArcGIS 10 szoftver segítségével határoztam meg.
Paleo-meder pászta szélessége (km)	Sz_{pmp}	A paleo-meder pászták átlagos szélességének meghatározását ArcGIS 10 szoftver segítségével határoztam meg úgy, hogy a pászták területét elosztottam a pászták hosszával.

<i>Fogalom/ Paraméter</i>	<i>Jele</i>	<i>Definíció, mérési mód</i>
Paleo-meder pászta hossza (km)	L_{pmp}	A futásirányok által lehatárolt pászták hossza megegyezik a paleo-meder pászta középvonalhosszával.
Paleo-meder pászta esése (cm/km)	S_{pmp}	Az egykori meder kezdeti és végpontja közötti magasságkülönbség és a paleo-meder pászta középvonal hosszának hányadosa.
Paleo-meder burkolóvonala	B_{pm}	Az adott mintázatot határoló egyenesek.
Paleo-meder öv	$pm\ddot{o}$	A burkolóvonalak által közrezárt poligon.
Paleo-meder öv középvonalának hossza (km)	$L_{pm\ddot{o}}$	A burkolóvonalak által közrezárt mintázat középvonalának hossza (amely a fonatos mintázat esetében megegyezik a paleo-meder középvonalának hosszával).
Paleo-meder öv szélessége (km)	$Sz_{pm\ddot{o}}$	Paleo-meder burkolóvonalainak távolsága. Kiszámítása során a paleo-meder öv területét osztottam középvonalának hosszával.
Paleo-meder középvonalának hossza (km)	l_{pm}	A medrek partjai által határolt poligon középvonalának hossza.
Paleo-meder szélessége (m)	W	A meder partjai által határolt terület átlagos szélessége. Mérés során meghatároztam a medrek minimális és maximális szélességét, majd átlagoltam azt.
Paleo-meder mélyég (m)	D	A paleo-medrek mélységét fúrásokkal határoztam meg, úgy hogy a fúrás a kanyarulat inflexiós sávjában legyen. A szelvényben megjelenő durva homokanyag jelezte az egykori meder anyagát.
Inflexiós pont	I	Két kanyarulatot elválasztó egyenes szakasz felénél felvett pont a középvonalon.
Ívhossz (m)	L	Az egymással szomszédos inflexiós pontok között mért középvonal hossza.
Húrhossz (m)	H	Két inflexiós pont között mért légvonalbeli távolság.
Kanyarulat fejlettség	β	Az ívhossz és a húrhossz hányadosa (<i>Laczay</i> 1982). Értéke alapján megadható a kanyarulatok fejlettségi foka.
Görbületi sugár (m)	R_c	Annak a kanyarulatba írható körnek a sugara, amely legalább 3 pontban érintkezik a kanyarulat középvonalával.
Paleo-meder átlagos esése (cm/km)	S_m	Az egykori meder kezdeti és végpontja közötti magasságkülönbség és a paleo-meder középvonalának hosszának hányadosa.
Meder mintázat kezdeti pontja	A	A hordalékkúp felszínén azonosított mintázatok kezdeti pontja, melyeknek meghatároztam magassági viszonyaikat is.
Meder mintázat végpontja	B	A hordalékkúp felszínén azonosított mintázatok végpontja, melyeknek meghatároztam magassági viszonyaikat is.
Kanyargósság	S	A paleo-meder középvonal hosszának (l_{pm}) és a paleo-meder öv középvonal hosszának ($L_{pm\ddot{o}}$) hányadosa (<i>Sinuosity</i> , <i>Brice</i> 1964).

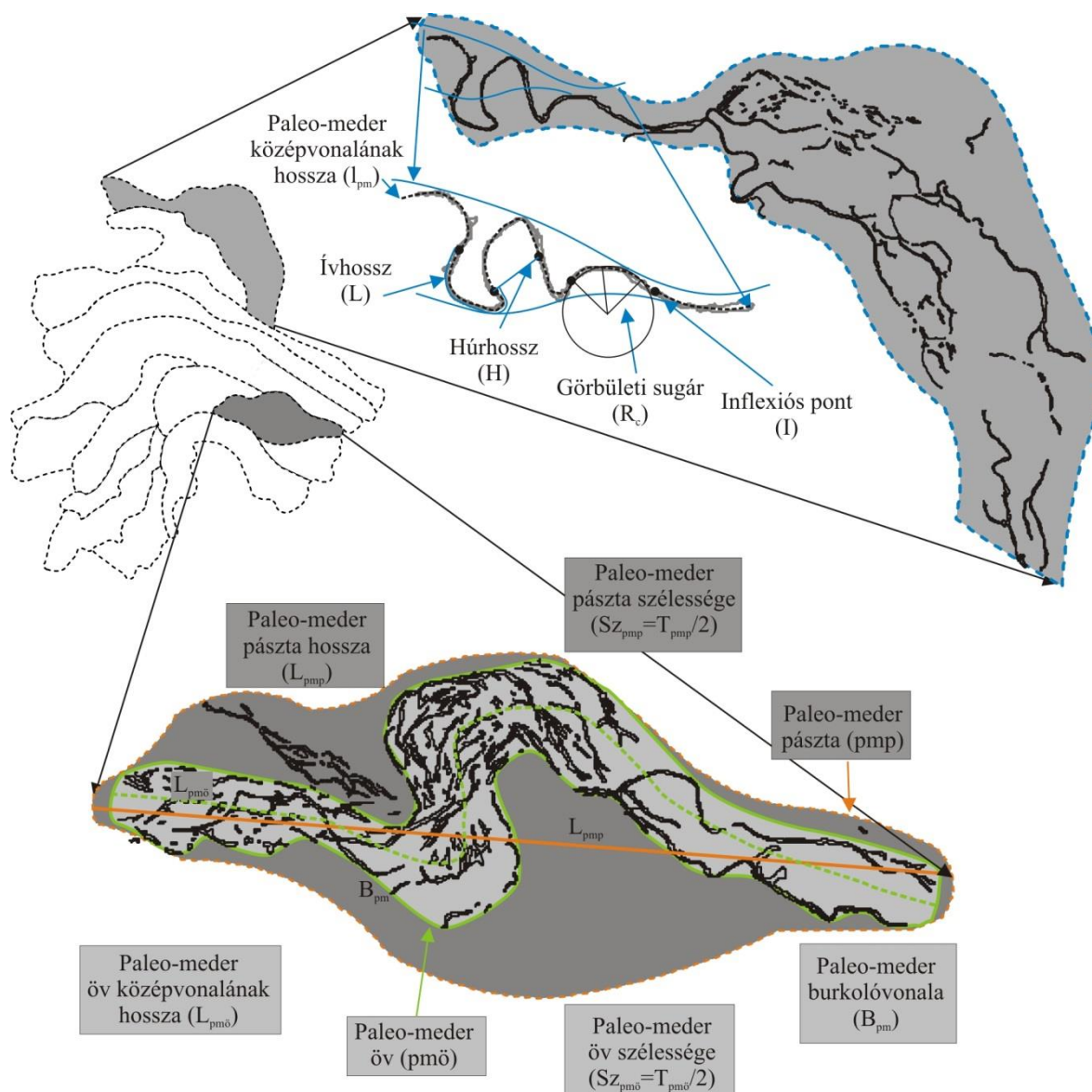
Az **anasztomizáló** medrek horizontális kanyarulati paramétereinek vizsgálatát a meanderező medrekhez hasonlóan végeztem el. A medrek által közrezárt szigetek hosszát csúcspontjuknál, míg szélességüket a legszélesebb részükön határoztam meg szintén a topográfiai térkép és a megrajzolt partélek segítségével. Az anasztomizáló medrekre jellemző szétágazás vizsgálata során azonosítottam az avulziók és mellékágak összefolyási pontjait. A mellékágak által közrezárt szigetek vizsgálata során meghatároztam hosszukat illetve maximális szélességüket. A szigetek vizsgálata során meghatároztam a szétágazás mértékét, vagyis azt, hogy egy adott meder szakaszon milyen távolságonként következik be avulzió.

A topográfiai térkép alapján meghatároztam a medrek magassági és esés viszonyait. Ehhez hasonló módszert követtem, mint a hordalékkúp esés viszonyainak vizsgálata során. Az anasztomizáló medrek mentén, illetve árterükön is 1 km-enként vizsgáltam meg a

magassági viszonyokat, majd magasság-profilát szerkesztettem belőle Microsoft Office Excel segítségével, amin megvizsgáltam az összefolyási és avulziós helyeket.

Miután azonosítottam a **fonatos** medreket a topográfiai térkép (1:10.000) és a terepbejárásaim segítségével, meghatároztam a mederövezetük szélességét ($SZ_{pmö}$) és hosszát ($L_{pmö}$). Topográfiai térképek és RTK GPS-es terepi mérések segítségével megrajzoltam a medrek kereszt-szelvényeit, azonosítottam a medrekben található zátonyokat és meghatároztam magassági viszonyaikat.

A medrek kanyargóssága (S) (szinusztitása - Brice 1964) a paleo-meder (l_{pm}) és a paleo-meder öv középvonalának ($L_{pmö}$) hányadosaként adható meg (4.2. ábra).



4.2. ábra: A 4.1. táblázatban leírt fogalmak magyarázó ábrája

4.1.3. A paleo-medrek esése

A medrek mintázatának vizsgálatakor első lépésként az 1:10.000 méretarányú topográfiai térképen meghatároztam a paleo-medrek egykori partvonalait, berajzoltam középvonalait és meghatároztam a középvonalak hosszát (l_{pm}). A meder átlagos esését (S_m) a meder kezdő (A) és végpontjának (B) magasságkülönbsége alapján számítottam ki.

$$S_m = \frac{A - B}{l_{pm}}$$

A paleo-meder pászta átlagos esését (S_{pmp}) pedig úgy határoztam meg, hogy a kezdő (A) és végpontja (B) közti magasságkülönbséget osztottam a paleo-meder pászta hosszával (L_{pmp}).

$$S_{pmp} = \frac{A - B}{L_{pmp}}$$

Munkám későbbi fejezetében, a részletes fejlődéstörténeti leírás során a romániai rész medreinek esése is fontos lesz. Ezért az onnan fellelhető 1:25.000 méretarányú topográfiai térkép felhasználásával a fenti módszer alkalmazásával számítottam ki a medrek esését, melyet az 5.5. fejezetben ismertetek majd.

4.2. VÍZHOZAM SZÁMÍTÁS

Az egykori medrek vízhozamát a medrek morfológiai paraméterei alapján, recens analógiát felhasználva határoztam meg. Williams (1984) hangsúlyozza, hogy a paleo-medrek egykori vízhozamának kiszámításához regionális érvényességű egyenletekre van szükség, mert a vízgyűjtő speciális geológiai felépítése, növényzete, éghajlata, domborzati felépítése stb. egyedi módon befolyásolhatják a lefolyás mértékét. A magyar szakirodalomban ugyan találunk a különböző vízhozamok (pl. KÖQ, NQ₁₀%, MQ₃%, NG₁%, Q_{átlagos}) meghatározására alkalmas egyenleteket (Gábris 1986, Timár és Gábris 2008, Katona et al. 2012a,b), azonban esetenként az egyenletek alkalmazhatósági tartománya nem ismert, illetve az egyenletekben használt egyes paraméterek meghatározása nem állt módomban. Ezért, a hordalékkúp meanderező medreinek egykori vízhozamát saját egyenletek alapján határoztam meg, amit a Tisza vízrendszere alapján alkottam meg.

4.2.1. Regionális érvényességű vízhozam egyenletek létrehozása

A vízhozam és a kanyarulati paraméter értékek között minél szorosabb korrelációjú egyenletek felállítása volt a cél. Ehhez a Tisza vízrendszeréhez tartozó vízfolyások legkorábbi elérhető vízhozam értékeit (1930-as évek), illetve a medrek horizontális kanyarulati paraméter értékeit (III. katonai felmérés) használtam fel (Sümeghy et al. 2012).

A legelső mért vízhozam adatok az 1930-as évekből (1930, 1931, 1933, 1935, 1937 és 1938) származnak (forrás: Vízrajzi Évkönyvek). Felhasználásukat az indokolta, hogy ekkor a partbiztosítások hatására bekövetkező jelentős mértékű medertorzulás még nem következett be (Fiala et al. 2006), bár a fokok és mellékágak elzárása miatt ekkor már jóval több víz folyhatott a mederben, mint korábban. Vizsgálataimat nehezítette, hogy (1) ekkoriban a vízhozam mérését nem rendszeres időközönként végezték, hanem időszakosan, például árvizes vagy kisvizes körülmények között, illetve (2) gyakran a vízállás alapján számított értékeket közöltek. Ezért a mederkitöltő vízhozam meghatározását tűztem ki célul, így is csökkentve az esetleges hibák mértékét. Választásomat az is megalapozta, hogy Dury (1961) szerint a mederkitöltő vízhozam áll legszorosabb kapcsolatban a mederformálással. Az átlagos mederkitöltő vízhozamot a Tiszán és mellékfolyóin összesen 14 helyen határoztam meg (Tiszán 6, míg a mellékfolyókon 8 vízhozam-mérési ponton; 4.3. ábra).

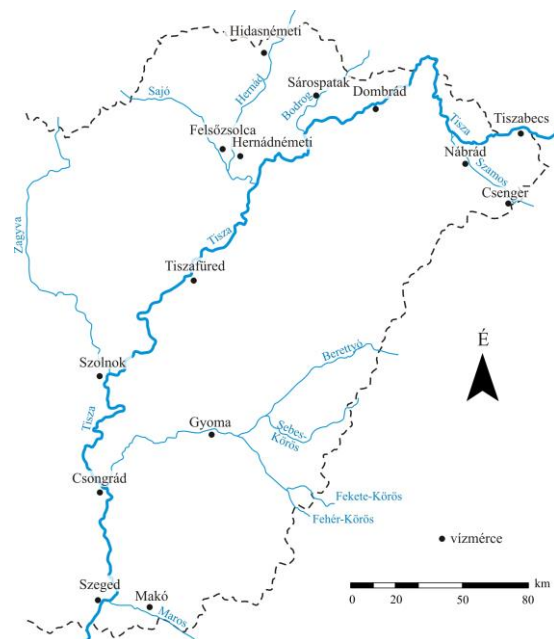
Az egyenletek alapjául szolgáló horizontális kanyarulati paramétereket a III. katonai felmérés (1882-1884) alapján ArcGIS 10 szoftver segítségével határoztam meg. Azért a III. katonai felmérés térképlapjait használtam fel, mert ekkor már megtörténtek a kanyarulat-átvágások és a fattyúágak elzárásai (pl. 1775: Mirhó-ér, Lászlóffy 1982), tehát az 1930-as évek vízhozamának megfelelő víz haladhatott a medrekben, de a kisvízi szabályozás még nem kezdődött el, és így a kanyarulatok paramétereiben jelentős mértékű torzulás még nem következett be. A morfológiai méréshez a vízmércék közvetlen közelében lévő 5-5 kanyarulat mentén meghatároztam a medrek partvonalát és berajzoltam középvonalat. Majd a paleo-medrek horizontális kanyarulati paramétereinek meghatározásával azonos módon kiszámítottam az egyes vízmércék közelében jellemző átlagos ív-, húr hossz és görbületi sugár értékeket.

Laczay (1982) szerint a kanyarulatokat az ív- és húr hossz hányadosa (β) alapján öt osztályba lehet sorolni. Ezek közül Gábris (1986) morfológia alapú vízhozam számításait követve csupán azokat a kanyarulatokat vettem figyelembe, amelyeknél β értéke 1,4-2,0 közé esett, tehát csak az érett kanyarulatok paramétereit használtam fel. Gábris (1986) szerint ugyanis ezek a kanyarulatok a leginkább alkalmasak a mederméret és vízhozam közötti számítások elvégzésére. Tehát első lépésként az L/H hányados alapján meghatároztam a vizsgált kanyarulatok fejlettségi állapotát. A 14 szakaszon összesen 70 kanyarulatot vizsgáltam meg, amelyből 42 kanyarulat esett a Gábris (1986) által meghatározott $\beta=1,4-2,0$ tartományba.

Ezt követően a meghatározott mederkitöltő vízhozam és hozzájuk tartozó kanyarulati paraméter értékek alapján alakítottam ki az egyenleteket Microsoft Office Excel segítségével, törekedve arra, hogy a két változó között a legszorosabb legyen a kapcsolat.

4.2.2. Paleo-medrek egykori vízhozamának meghatározása

A hordalékkúp felszínén található meanderező mintázatú paleo-medrek horizontális kanyarulati paramétereinek meghatározására (ld. 5.2. táblázat) a medrek azonosítását követően került sor. A kanyarulatok morfológiai értékeit az egyenletekbe helyettesítve kiszámítottam az egykori paleo-vízhozamokat. Az egyenletek használhatóságát korlátozza, hogy azok csak a Tisza és mellékfolyóinak jelenlegi vízhozam- és mérettartományában alkalmazhatóak nagyobb pontossággal. Azoknál a medreknél, melyek a meghatározott mérettartományon kívül esnek a kapott eredmények alul- vagy felülbecslésével lehet számolni, tehát ezek a vízhozam értékek csupán tájékoztató jellegűek lehetnek. Az egyenletek bővítési lehetősége fennáll, azonban a Duna vízgyűjtőjére való kiterjesztését nem végeztem el, mert esésviszonyai, mederanyaga és fenékhordaléka jelentősen eltér a Tisza vízrendszerében jellemzőtől. A vízhozam számításokhoz az egykori medrek



4.3. ábra: Vízhozam adatok mérési helyei és a hozzájuk tartozó szakaszok, ahol a kanyarulati paramétereket meghatároztam

szélességi értékeit nem használtam fel, hiszen a térképek alapján megállapított szélesség értékek nagyobb mértékű hibát hordoznak magukban a másik három (ív hossz, húr hossz és görbületi sugár) vizsgált paraméterrel szemben.

Azonban a vízhozam-számítások és terepi mintavételezések során bebizonyosodott, hogy az egykori medrek sokkal szélesebbek és sekélyebbek lehettek a mai medreknél. Ez, az alapvető morfológiai különbség ronthatja a kialakított egyenletek alkalmazhatóságát. Azért, hogy a kiszámított vízhozam értékeket ellenőrizhessem megvizsgáltam mind a jelenkori, mind az egykori medrek szélesség/mélység arányát (W/D). A jelenlegi medrek esetében ugyanazokat a kereszt-szelvényeket (1930-as évek) használtam fel, mint a vízhozam számítás során. A paleo-medrek esetében a medrek mélységét fúrással határoztam meg (esetenként *Katona et al.* (2012a) meder mélységre vonatkozó eredményeit is figyelembe véve), míg a medrek szélességét RTK GPS segítségével. Munkám során törekedtem arra, hogy a vizsgálati pontok a medrek inflexiók sávjában legyenek. A W/D arány vizsgálatakor azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a természetben a medrek nem jellemezhetőek csupán a szélességük és a mélységük alapján, hiszen összetett hidrológiai rendszerek, üstök, gázlók, zátonyok, szigetek jellemzik őket, így a W/D arány is csak közelítő információt adhat.

Azért, hogy az általam kiszámolt (mederkitöltő) vízhozam értékek megbízhatóságát ellenőrizsem, *Timár és Gábris* (2008) munkáját alapul véve a medrek fél hullámhosszának (= ívhossz) felhasználásával is kiszámítottam az egykori medrek közepes vízhozamait. Ezt követően más területről származó, tehát nem regionális érvényességű egyenleteket vettem alapul. A *Leopold és Wolman* (1957) és *Dury* (1976) által kialakított egyenletek szintén a kanyarulatok hullámhossza és mederkitöltő vízhozama közötti kapcsolaton alapszik.

$$\begin{array}{lll} (1) & L_m = 65,2 \cdot Q_{bf}^{0,5} & \text{Leopold és Wolman (1957)} \\ (2) & L_m = 59 \cdot Q_{bf}^{0,48} & \text{Dury (1976)} \end{array}$$

A számítások során csak a meanderező medrek vízhozamát számítottam ki, noha a gyakorlatban lehetőség van a fonatos mintázatú vízfolyások vízhozamának meghatározására is, azonban ahhoz nem elegendő csupán a medrek morfometriai vizsgálata, hanem keresztmetszetük és esésük pontos meghatározása is elengedhetetlen. A fonatos vízfolyások egykori vízhozamait számította ki *Katona et al.* (2012 ab), amelyeket a későbbiekben felhasználtam.

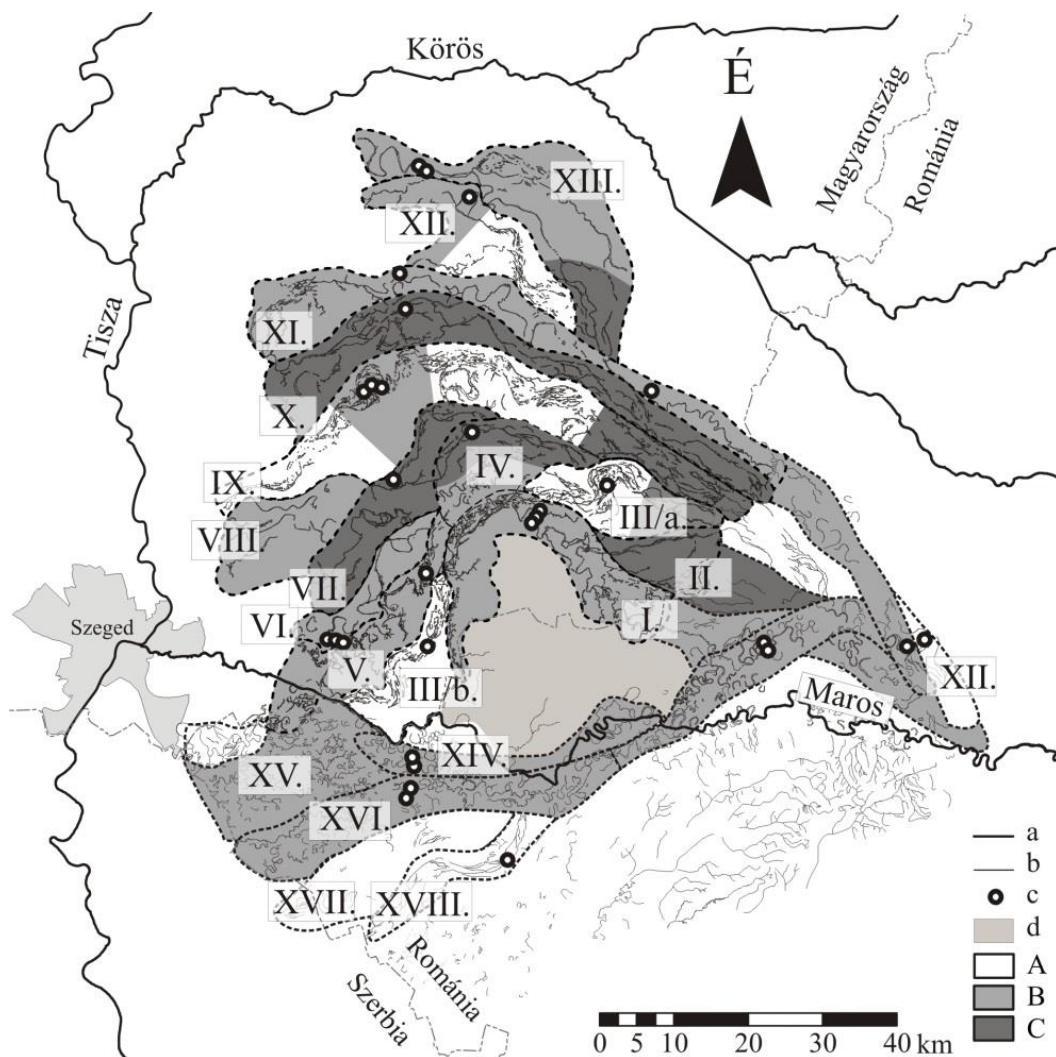
4.3 MEDERANYAG VIZSGÁLATA

A hordalékkúp medreinek korát és anyagát a romániai és magyarországi részen történő mintavétellel határoztam meg. Mivel a fejlődéstörténet pontos meghatározásához szükségem volt a romániai hordalékkúp felszínén lévő medrek korának meghatározására is (bár ezek a morfológiai vizsgálatból adathiány miatt kimaradtak), ezért onnan is vettem mintákat. A mintavételezés során törekedtem arra, hogy minden paleo-meder pásztából történjen mintavétel, azonban a II., VIII., XV. és XVII. pásztákból vagy nem történt, vagy nem sikerült a kormeghatározás. Ennek oka, hogy egyes pásztákban nem találtam mintavételezésre alkalmas mintavételi pontokat, máshol pedig a begyűjtött minta feldolgozása során a kormeghatározáshoz szükséges mérettartományú homokanyag mennyisége nem volt elegendő.

A mintavétel során a meanderező medrek (I., VI., IX., XIII., XIV. és XVI. pászta) több övzátonyát is megmintáztunk, így meghatározhattam a legidősebb és legfiatalabb övzátonyok korát is. Ez lehetőséget teremtett arra, hogy ezen medrek esetében

megállapítsam a kanyarulatfejlődés kezdetét és végét. Az anasztomizáló és fonatos medrek esetében rendszerint csak egy formát mintáztunk meg. A mintavétel során azért a zátonyokból gyűjtöttünk mintát, mert az OSL kormeghatározásokhoz szükséges homokanyag itt fordul elő legnagyobb valószínűséggel, és homokanyagukban az OSL jel könnyebben lenullázódhatott, mint a sodorvonal mélyebb pontjain.

Összesen 29 db mintavételi pontból gyűjtöttünk mintát, melyből 9 db Románia, míg 20 db Magyarország területén helyezkedik el. (4.4. ábra).



4.4. ábra: A medrek korának és anyagának meghatározásához a jellegzetes meder-mintázattal rendelkező paleo-meder pásztárból vettünk mintát. a: vízfolyás, b: paleo-meder, c: mintavételi pont, d: Battonyai-hát; Paleo-meder mintázat-típusok: A: fonatos, B: meanderező, C: anasztomizáló

A hordalékkúp felszínén található meanderező és anasztomizáló mintázatú paleo-medrek övzátonyait, illetve a fonatos medrek mederközei zátonyait mintáztuk meg. A mintavétel két lépésből állt. Az első fúrás során 10 cm-ként vettünk mintát, mindaddig, amíg el nem értük a felszínhez legközelebb eső, legalább 20-30 cm vastag homokréteget, amelyet feltételezhetően a mederben legutoljára levonuló (ár)vizek rakhattak le. A második fúrás során pedig a korábban meghatározott mélységből gyűjtöttünk bolygatatlan mintát a zátonyok korának meghatározása céljából.

4.3.1. Szemcse-összetételi vizsgálatok

A minták szemcse-összetételi vizsgálatához összesen 526 db mintát gyűjtöttünk, amelyeket kiszárítás után porítottam, majd a méréseket *Fritsch Analysette* 22 szemcse-összetétel vizsgálóval végeztem el. A műszerrel néhány grammnyi minta alapján a 2000 μm -nél kisebb frakciók különíthetők el. A kiértékeléshez az Atterberg-féle szemcse-méret skálát használtam fel, míg a mérés során a zátony-anyag 90 tömegszázalékához tartozó szemcseátmérőt (d_{90}) vettem alapul (*Molnár* 1981). A kapott adatokat elemeztem, majd az egyes szelvények anyag eloszlását megvizsgáltam. Az üledék vizsgálatával céltom a lerakott hordalék minőségi változásának térbeli meghatározása volt, amiből a hordalékkúp épülés folyamatára lehet következtetni.

4.3.2. Kormeghatározás

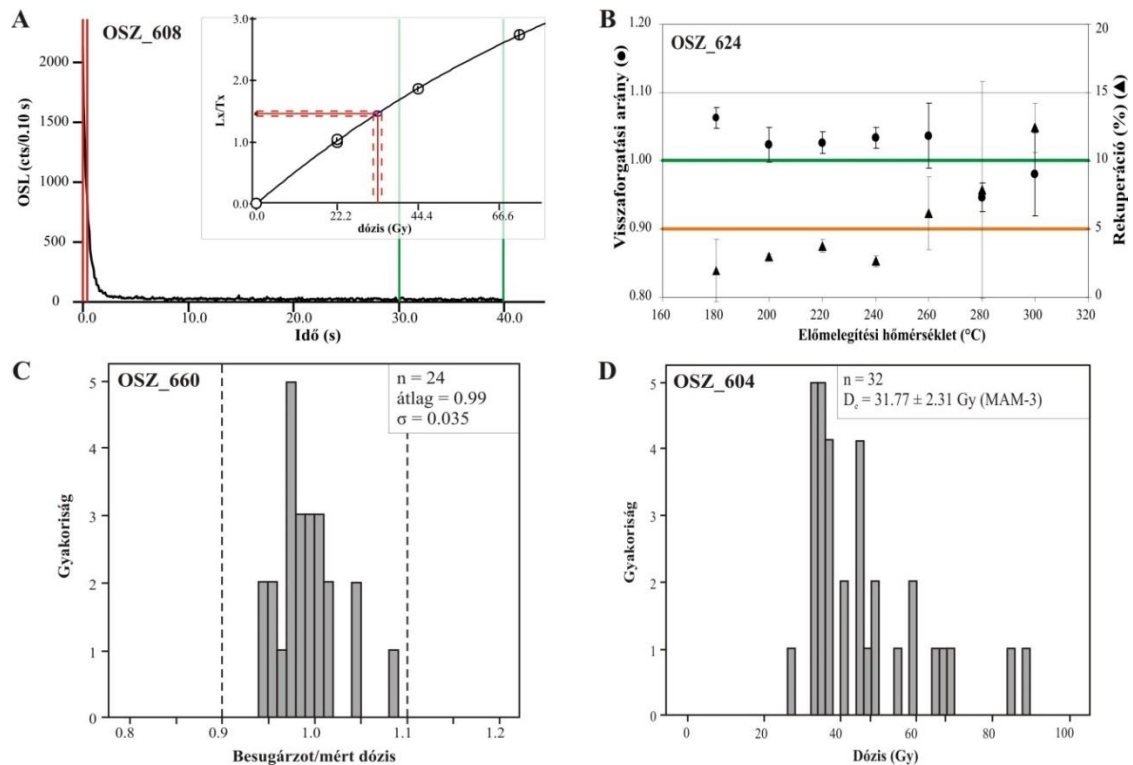
Az OSL mérések célja az üledékképződés idejének meghatározása volt. Így a medrekhez időrendiség rendelhető, amiből a hordalékkúp fejlődésére lehet következtetni. Az OSL korok a fő mederformálási időszakokat, illetve a legjelentősebb mederváltások idejét (avulzió) reprezentálják, de nem a fluviális folyamatok teljes megszűnését, hiszen a medrek egy-egy nagyobb árvíz idején reaktiválódhattak, kisebb vízmennyiséget vezethettek le, és valószínű, hogy ekkor már csak finomabb hordalék rakódhatott le.

A vizsgálatok során az üledék szemcséiben azok eltemetődése óta elnyelt radioaktív dózis nagyságát mértük közvetett módon. A mintában elnyelt dózist a felhalmozódó lumineszcens jel rögzíti, amiből következtetni lehet az *egyenérték dózisra*. Ha mindemellett meghatározzuk a mintát egységnyi idő alatt érő radioaktív sugárzás energiájának nagyságát (*környezeti dózisteljesítmény*), akkor a két érték hányadosából az eltemetődés óta eltelt idő kiszámítható.

A feltárást és minta előkészítést kis nyomású Na-lámpák szűrt és tompított sárga fénye mellett végeztük, a szakirodalomban elfogadott lépéseket követve (*Mauz et al.* 2002, *Thamóné Bozsó és Nagy* 2011). Törekedtünk a minél durvább, még elegendő mennyiségben jelenlévő szemcsefrakció szeparálására (*Rittenour* 2008), így méréseinket 150–220 μm , illetve 90–150 μm méretű szemcséken végeztük (*Kiss et al.* 2012d). A lumineszcens vizsgálatok RISØ DA-15 típusú TL/OSL műszerrel történtek.

A minták egyenértékdózisát (D_e) az egy mintás regenerációs (*SAR – single aliquot regeneration*) mérési protokoll segítségével határoztuk meg (*Wintle és Murray* 2006). Ennek során a természetes lumineszcens intenzitáson túl három növekvő nagyságú regenerációs dózis, egy zero dózis és egy megismételt regenerációs dózis által előidézett lumineszcens intenzitásokat mértük meg (4.5. ábra, A).

A minták hőkezelése szempontjából legalkalmasabb előmelegítési hőmérsékleteket plató tesztek segítségével határoztuk meg, melyek során 10 °C lépésközzel emeltük az előmelegítés nagyságát. A tesztek során a minták általában a 200–220 °C tartományban nyújtották a legmegbízhatóbb eredményeket (4.5. ábra, B). Az egyes mérési körök végén próbaként magas hőmérsékletű kezelésnek (*hot bleach*) is alávetettük a részmintákat (*Wintle és Murray* 2006), ez azonban nem növelte a mérések reprodukálhatóságát, így a későbbiekben már nem iktattuk be ezt a lépést. Az első melegítés hatására bekövetkező lumineszcens érzékenységváltozás jelentőségét dózis visszamérési tesztekkel (*dose recovery test*) vizsgáltuk (4.5. ábra, B). A mesterségesen besugárzott, majd később visszamért dózis hányadosa 1,0-hez közeli értékeket mutatott, azaz a minták alkalmasnak bizonyultak a további mérésekhez.



4.5. ábra: Egy-egy reprezentatív minta OSL tulajdonságai: (A) OSL lecsengési görbe, illetve a mérési körök alapján megszerkesztett dózis-lumineszcens válasz összefüggés, (B) az első regenerációs dózis, és annak ismétlésére adott lumineszcens válaszok hányadosa (visszaforgatási arány), valamint a zero dózisra adott lumineszcens válaszok az előmelegítési hőmérséklet függvényében (rekuperáció), (C) ismert dózis besugárzását követő egyenérték dózis meghatározás pontossága, (D) a részminták egyenérték dózis eredményeinek eloszlása

A minták egyenértékdózisát 2 mm átmérőjű (~100 szemcsét hordozó) korongok segítségével határoztuk meg azért, hogy növeljük a fluvialis üledékek esetében jellemző dózisszóródást, s a legkisebb dózisokat elnyelő részminták segítségével minimum kort tudjunk meghatározni. Mintánként 72–96 részminta vizsgálata történt meg, melyeknek mintegy 50%-a szolgáltatott jól mérhető természetes lumineszcens lecsengési görbét, illetve felelt meg a további SAR kritériumoknak (4.5. ábra, C). A mérések kiértékelését Analyst 3.24 (2007) szoftver segítségével végeztük.

Az egyes részmintákból meghatározott egyenértékdózisok eloszlása jelentős ferdeséget mutatott, mint általában a fluvialis minták esetében (4.5. ábra, D). *Arnold et al.* (2007) döntési mechanizmusát alkalmazva az egyes minták részeredményeit a 3 paraméteres minimum kor modell (MAM-3) segítségével elemeztük (*Galbraith et al.* 1999). Ez a módszer a legalacsonyabb dózissal rendelkező részmintához illeszt csonkolt normáeloszlást. Az így kapott minimum dózisokat alkalmaztuk ezt követően a további számításokhoz.

A környezeti dózisteljesítményt (D^*) a mintákat befoglaló kiszárított üledék nagy felbontású gamma spektroszkópiás elemzésével, a bennük lévő ^{232}Th (ppm), ^{238}U (ppm) és K (%) koncentráció alapján határoztuk meg, *Adamiec és Aitken* (1998) konverziós együtthatóit felhasználva. A nedves közegre vonatkozó dózisteljesítményt az *in situ* nedvességtartalom és a talajvíz szintjének figyelembe vételével adtuk meg. A kozmikus sugárzás intenzitását *Prescott és Hutton* (1994) módszerét követve számítottuk ki.

5. EREDMÉNYEK

5.1. A HORDALÉKKÚP ESÉSE ÉS FLUVIÁLIS FORMAKINCSE

A Maros hordalékkúpon a medrek mintázat-változásának megértéséhez az egyik legfontosabb és legalapvetőbb vizsgálati szempont a hordalékkúp és a medrek esésének vizsgálata volt. Azonban meg kell jegyezni, hogy a jelenlegi felszín esését vizsgáltam, nem pedig az egykori 10-20 ezer évvel ezelőtti, amikor a hordalékkúp felszínén a vizsgált medrek aktívak lehettek. Azóta az esésviszonyok változhattak a folyók erodáló-akkumuláló tevékenysége, az üledék tömörödése, a hátravágódó völgyek, a löszképződés, vagy a süllyedések-emelkedések miatt.

A Maros hordalékkúp paleo-medreinek részletes morfológiai vizsgálatát a hordalékkúp magyarországi részén (3640 km²) végeztem el, mivel a romániai részen fellelhető 1:25.000-es méretarányú topográfiai térkép alapján kapott eredményeket nem tartottam elég pontosnak egy részletes geomorfológiai leíráshoz. Igaz, egyes esetekben (vízhozam számítás) felhasználtam az onnan származó eredményeket is. A hordalékkúp szerbiai részéről pedig *Berec* (2007) készítette el részletes geomorfológiai térképét, így ezt a részt szintén nem vizsgáltam.

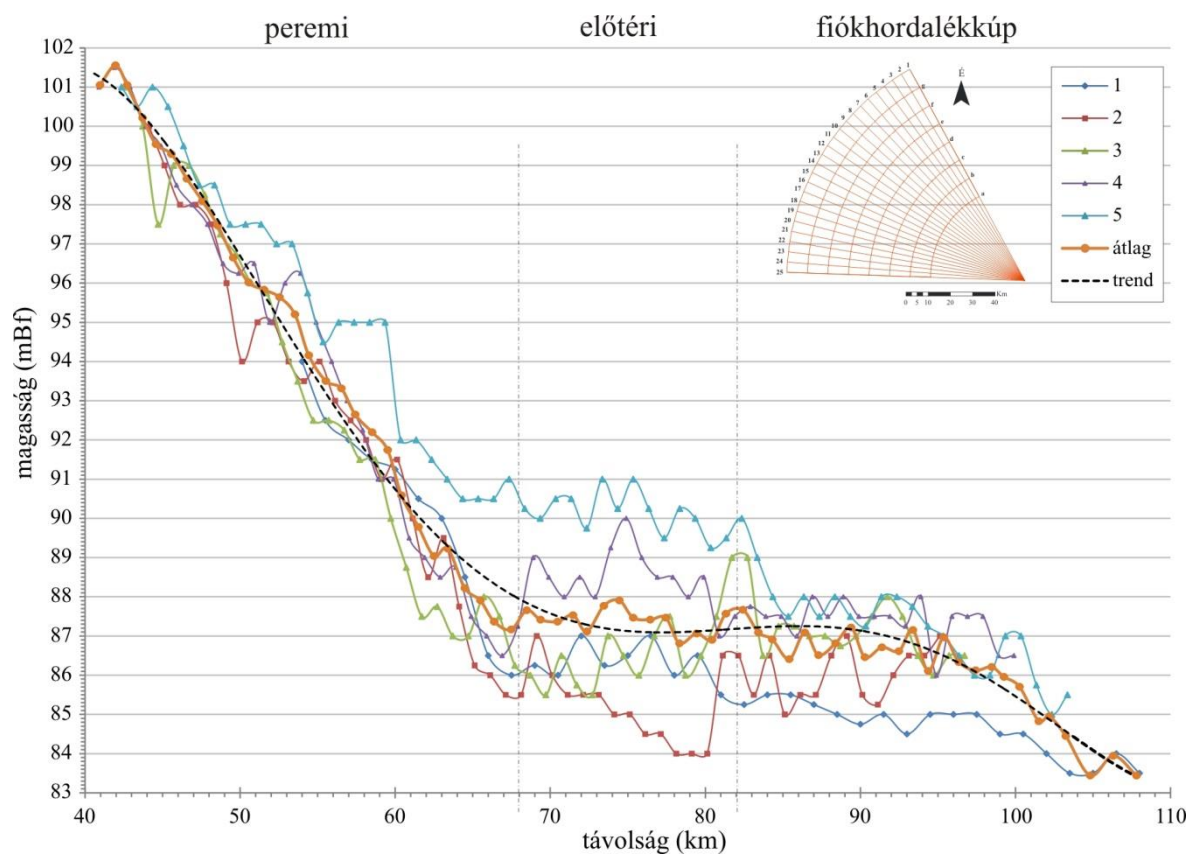
5.1.1. Hordalékkúp esése

Az esésgörbék azt mutatják, hogy a hordalékkúp három részre tagolódik. Az 1-5. sugárirányú esésgörbék a hordalékkúp északi sávját fedik le, és szépen kirajzolják a hordalékkúp északi határát. Ezen szelvények mentén a hordalékkúp esése átlagosan 23,2 cm/km. Ezen a szakaszon hordalékkúp részei az esésgörbék trendjének változása alapján különíthetők el (5.1. ábra).

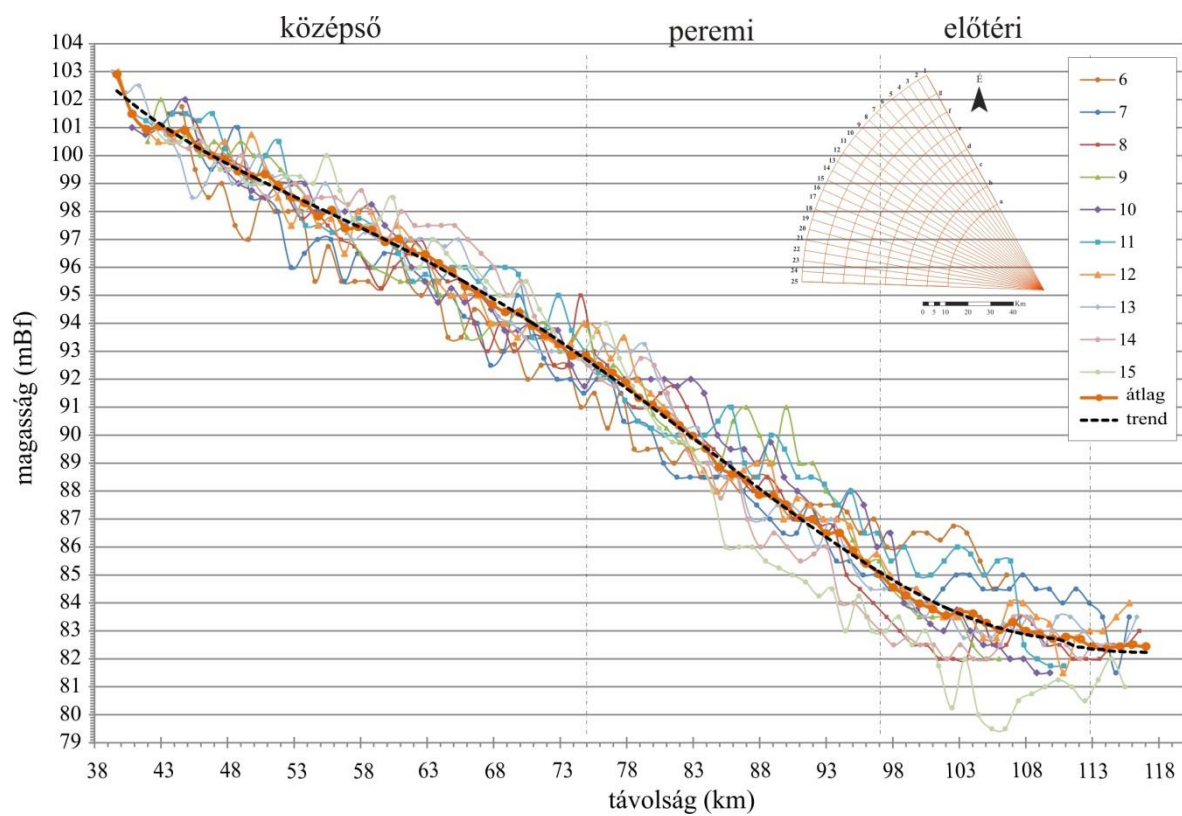
Így a vizsgált hordalékkúpi sávban három hordalékkúpi rész különíthető el. Az első, legmagasabb (88-101 mBf) és leghosszabb (28 km) rész rendkívül nagy meredekséggel rendelkezik (45-65 cm/km), mely arra enged következtetni, hogy ez a rész a hordalékkúp peremi része. A második rész (86-88 mBf) a hordalékkúp előtéri része, mely jóval rövidebb (14 km) és kisebb esésű (7-8 cm/km). Ezen az előtéri részen már megjelenik (4-5 szelvény mentén) a hordalékkúp egy meredekebb (22-23 cm/km) felszíne, amely a XIII. paleo-meder pászta fiókhordalékkúpjának tekinthető, magassága 84-87 mBf, míg hossza 26 km (5.1. ábra).

A hordalékkúp középső sávját a 6-15. esésgörbék fedik le. Ezeknek az esésgörbéknek a futása nagyon hasonló, esésük 24,7-28,9 cm/km között változik. Ebben a hordalékkúpi sávban az esésgörbéknek látszólag nincsenek meredek szakaszai, azt mutatják, hogy közel egyenletesen csökken a hordalékkúp magassága (5.2. ábra).

Az esésgörbék átlagának és trendjének vizsgálatával azonban már elkülöníthetők a hordalékkúp különböző részei. A hordalékkúp középső, centrális része (93-102 mBf) közel 36 km hosszú, esése 27,4 cm/km. A peremi rész (85-93 mBf) ennél rövidebb (22 km) és meredekebb (esés: 37,3 cm/km). Ez az érték kisebb az előző hordalékkúpi sáv (1-5 szelvények) peremi részének esésénél, aminek oka a medrek fő futásirányából adódhat, ugyanis a középső sáv medrei hosszan, csaknem sugárirányban elnyúlnak, így hordalékuk hosszan elterült és nem alakult ki a meredek hordalékkúpi perem. A hordalékkúp előtéri része (82-85 mBf) csupán 15-18 km hosszú, esése pedig 8-9 cm/km, ami közel azonos az 1-5-ös szelvények előtéri részének esésével.

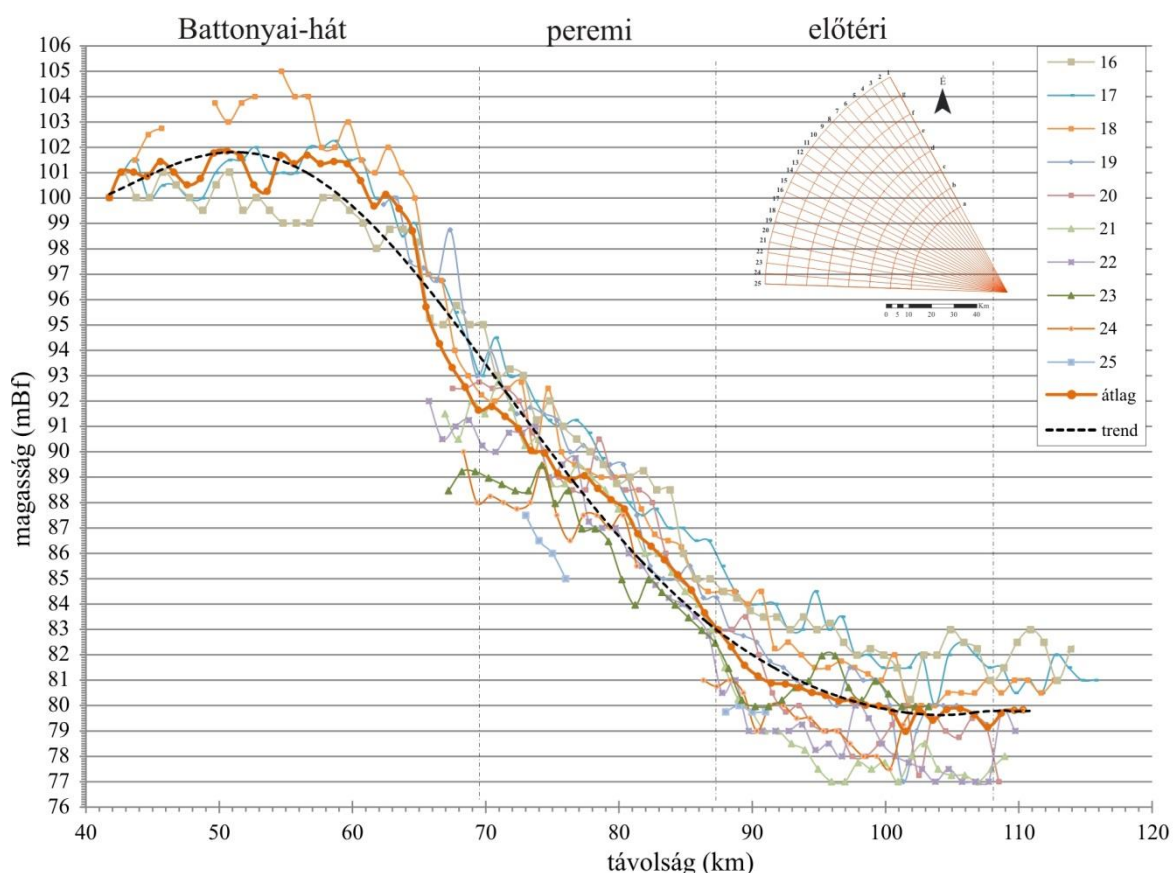


5.1. ábra: A hordalékkúp északi részét jellemző 1-5 esésgörbék és ezek átlagai alapján megrajzolt hordalékkúpi részek



5.2. ábra: A hordalékkúp északi részét jellemző 6-15 sávok esés változásai és átlagos esésük

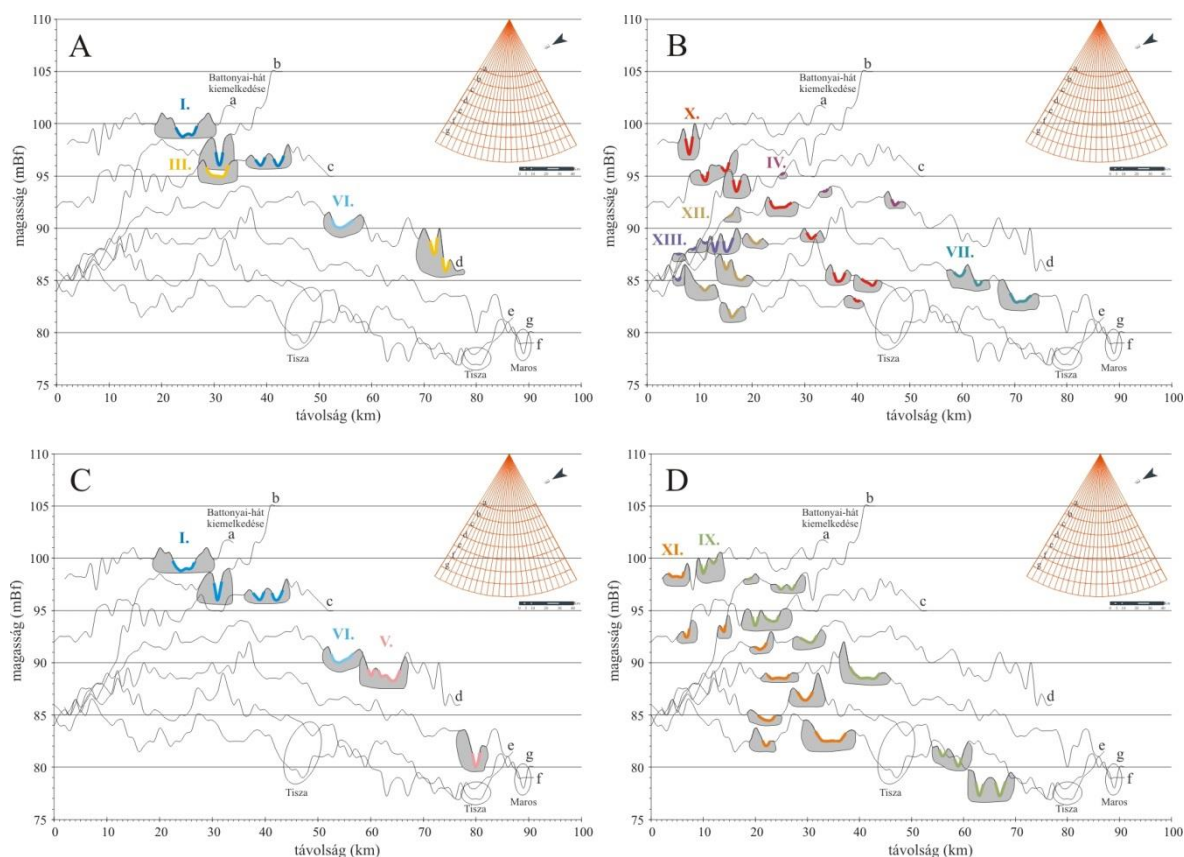
Az utolsó, déli sávot a 16-25. esésgörbék fedik le (5.3. ábra). Ezeken az esésgörbéken kirajzolódik a Battonyai-hát kiemelkedése, majd az egykori hordalékkúpi felszín. A Battonyai-hát lábától nyugatra eső hordalékkúpi rész felszínének átlagos esése 30,5 cm/km. A hordalékkúp peremi részén (83-93 mBf), kb. 22 km hosszan az esés közel 60 cm/km, amely hasonló az északi sáv peremi részének eséséhez (45-65 cm/km). Az előtéri rész (78-83 mBf) esése csupán 9 cm/km, ami megegyezik az északi és középső sáv peremi részének esésével.



5.3. ábra: A hordalékkúp északi részét jellemző 16-25 sávok esés változásai és átlagos esésük

Tehát a hordalékkúp középső, centrális része a magyarországi hordalékkúpi területnek csupán egy részén (6-15 sugárirányú szelvények) rajzolódik ki. Ezt, a közepes esésű (27-28 cm/km) részt keretezi a nagy esésű (37-65 cm/km) peremi rész, mely előtt a síkabb (7-9 cm/km) előtéri rész található. A hordalékkúp északnyugati felén, a peremi részt követően rajzolódik ki egy kisebb esésű (22-23 cm/km) fiókhordalékkúp.

A hordalékkúp keresztirányú szelvényei (5.4. ábra) a hordalékkúpokra jellemző domború profilt tükrözik. A hordalékkúp magassága keletről (105 mBf) nyugat-északnyugat felé (77 mBf) csökken. Az egyes szelvényeken a hordalékkúp keresztirányú felépítése fokozatosan megváltozik. Az **a-b** szelvényeken kirajzolódik a Battonyai-hát kiemelkedése, illetve a fokozatos csökkenéssel jellemzett peremi rész. A **c-d** szelvények közel szimmetrikusak, domború lefutásúak, azonban a **c** szelvényen már megjelenik az északi sávot jellemző mély, előtéri rész. Az **e-g** szelvényeken pedig azonosítható az északi sávot jellemző fiókhordalékkúp kiemelkedése, illetve a déli sávot jellemző rendkívül mély (76-77 mBf) előtéri rész is.



5.4. ábra: ÉNY-DK irányú kereszt-szelvények a hordalékkúp magyarországi felszínén (a-g) és a kereszt-szelvényeken is megjelenő paleo-meder pászták (I-XIII., ld. 5.1.2. fejezet). A: a- és b-futásvonal, B: c-futásvonal, C: d-futásvonal, D: e-futásvonal (ld. 5.4. fejezet).

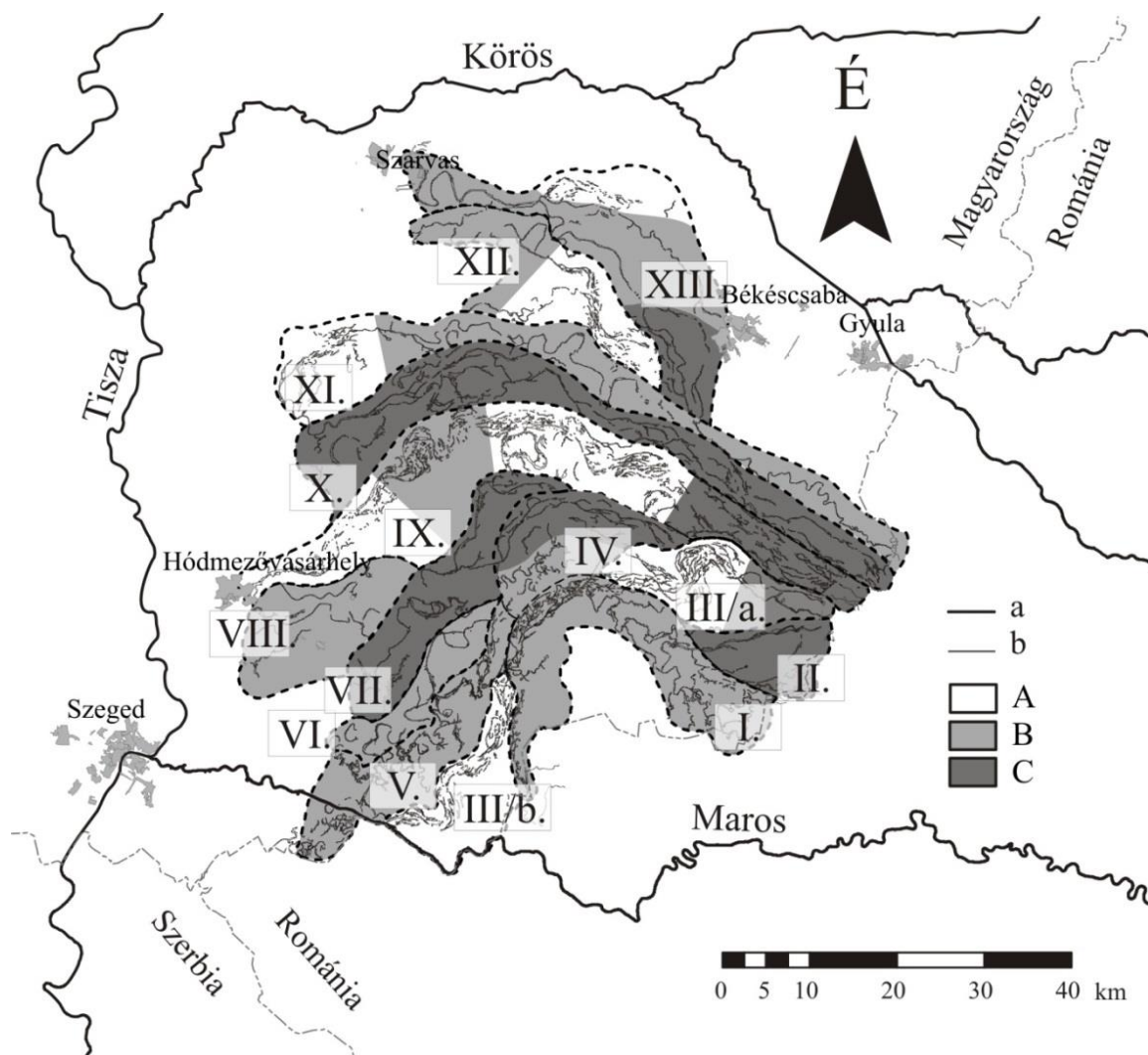
Az egyes szelvényeket külön-külön vizsgálva lehatárolhatóak a paleo-medrek és környezetük. A medrek kereszt-szelvényével azonosíthatóak a hordalékkúpon zajló eróziós folyamatok, mint például a bevágódások (5.4./C ábra, e kereszt-szelvény V. pászta), a hordalékkúpot építő, a medreket határoló folyóhátak (5.4./D ábra, g szelvény XI. pászta) és elkülöníthetővé válnak a különböző meder típusok is. Például meanderező mintázat az 5.4./D ábra, XI. pászta, anasztomizáló a IX. pászta a, b, c szelvényén és fonatos az e szelvényen. Ezek az ismeretek felhasználhatóak a hordalékkúp geomorfológiai vázlatának elkészítéséhez.

A szelvények együttes vizsgálatával részletes jellemzést kaphatunk a medrek tágabb környezetéről és a hordalékkúpon elfoglalt helyzetükről. Azoknál a medrek, melyek a hordalékkúp egészen keresztül futnak (5.4./B ábra (X.), /D (IX.)) lehetőség van futásukat végig követni a középső résztől a peremi rész irányába. A X. pászta esetében például látható (b és f szelvény), hogy ugyan azon a hordalékkúpi szakaszon több meder ág is aktív lehetett. A medrek egymáshoz viszonyított helyzetéből – a medrek talpa különböző mélységben helyezkedik el – arra lehet következtetni, hogy a két meder nem egyszerre, hanem egymást követően, a hordalékkúpon való lecsúszás következtében lehetett aktív. Azon medrek, melyek talpa ugyan azon kereszt-szelvényen ugyanolyan magasságban helyezkedik el (XI. pászta, c szelvény), nagy valószínűséggel léteztek egyszerre, egy időben. Tehát a kereszt-szelvények részletes vizsgálata alapján megállapítható, hogy melyek azok a medrek amelyek léteztek egyszerre egy időben.

A hordalékkúpon azonban vannak olyan medrek (VII. és VIII. pászta), melyek a hordalékkúpon elfoglalt helyzetükből adódóan – Battonyai-hát kiemelkedésétől nyugatra helyezkednek el – csak egyetlen szelvényen jelennek meg, míg a g és az f szelvényen a Tisza és a Maros aktív medrei is azonosíthatóak.

5.1.2. A paleo-medrek mintázata, morfológiai és morfometriai jellemzőik

A geomorfológiai térképezés során kirajzolódott, hogy a hordalékkúpon az elhagyott medrek jól kivehető, összefüggő pásztákban helyezkednek el. A vizsgált (magyar) hordalékkúpi rész északi sávjában a medrek keletről északnyugat felé tartanak, a középső sávban keletről ívesen nyugat felé, míg a déli részen keletről ívesen dél felé futnak, északról megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését. A magyarországi részen összesen 13 pásztát különítettem el, elsősorban a vízfolyások futásiránya alapján, azonban a medrek mintázatát és a meanderező mintázatú paleo-medrek görbületi sugarának méretét is figyelembe vettem (Sümeghy és Kiss 2012) (5.5. ábra).



5.5. ábra: Maros hordalékkúp elhagyott medrei és a medrek által alkotott pászták, ahol a: jelenlegi medrek, b: paleo-medrek, A: fonatos mintázat, B: meanderező mintázat, C: anasztomizáló mintázat, I.-XIII.: paleo-meder pászták

A vizsgálat során megmértem a pászták által elfoglalt területet, meghatároztam szélességi és hosszúsági viszonyaikat, illetve kiszámítottam a paleo-meder pászták esését. A legnagyobb területtel a IX. pászta rendelkezik (474 km²), amely a hordalékkúpot kelet nyugat irányban szabja ketté, míg a legkisebbel a hordalékkúp középső részén található II. és IV. pászta (99 km²) (5.1. táblázat). A leghosszabban nyomonkövethető a XI. pászta (80 km), míg legrövidebb a II. pászta 17,6 km-el. A pászták igen változatos szélességűek, hiszen míg a legnagyobb átlagos szélesség akár 8,3

km is lehet (V. pászta), addig a legkeskenyebb pászta szélessége 3,7 km (VI. pászta). Átlagosan 6 km körüli szélességgel rendelkeznek. A pászták esése 3,7 cm/km (IV. pászta) és 37,3 cm/km (VI. pászta) között változik. Kisebb eséssel rendelkeznek azok a pászták (I., II., III/a., III/b., IV.), melyek a Battonyai-hát kiemelkedését ölelik körül. A legnagyobb eséssel (36,4 és 37,3 cm/km) az V. és VI. pászta rendelkezik, melyek a Battonyai-hát kiemelkedését körül ölelő pászták közvetlen közelében, azoktól nyugatra helyezkednek el. A többi pászta esése közel egységesnek mondható, 20,4 cm/km és 28,6 cm/km között változnak.

5.1. táblázat: A hordalékkúp magyarországi részén lehatárolt paleo-meder pászták általános jellemzői

<i>Paleo-meder pászta (pmp)</i>	<i>Meder mintázat</i>	<i>Terület (km²)</i>	<i>Paleo-meder pászta hossza (L_{pmp})</i>	<i>Paleo-meder pászta szélesség (Sz_{pmp})</i>	<i>Paleo-meder pászta esése (S_{pmp})</i>
I.	M/Mf	296	51,3	5,8	19,5
II.	A	99	17,6	5,6	11,4
III/a.	A/F	164	26,8	6,1	14,9
III/b.	F	146	24,3	6,0	8,2
IV.	A/M	164	26,9	6,1	3,7
V.	M/Mf	207	38,5	8,3	36,4
VI.	M	99	26,8	3,7	37,3
VII.	A	200	39,3	5,1	22,9
VIII.	M	187	24,6	7,6	20,4
IX.	A/F/M/F	474	69,8	6,8	28,6
X.	A	452	76,6	5,9	22,2
XI.	M/F	348	80,0	4,4	21,3
XII.	F/M	213	37,0	5,8	21,6
XIII.	A/M/F	375	51,0	7,4	23,5

Az egyes pásztákon belül az egykori medrek burkolóvonaluk segítségével pontosabban lehatárolhatóak, ami a medrek részletes vizsgálata során játszik fontos szerepet. A burkolóvonalak által határolt paleo-meder övek (Sz_{pmö}) szélességének átlagos értéke 0,8-3,9 km között változik. A legnagyobb paleo-meder övek a hordalékkúp északi részén alakultak ki, melyek paleo-meder öv szélessége 3,0-3,7 km (5.2. táblázat). A misfit medrek esetében ez az érték csupán 0,6-0,7 km.

A **meanderező** mintázatú medrek a hordalékkúp 9 pásztájában fordulnak elő. Ezek a pászták a hordalékkúp peremi és előtéri részein fordulnak elő nagyobb valószínűséggel, azonban két esetben (I. és XI. pászta) a középső, centrális részen is megtalálhatóak. A meanderező medrek általában 40-60 km hosszan nyomon követhetőek, a legrégebben és leghosszabban (122 km) fennmaradt meder (XI. pászta) Aradszentmártontól (Sânmartin) Derekegyházig húzódik.

A meanderező medrek horizontális kanyarulati paraméter értékei közül azokat vizsgáltam meg, amelyek az egész kanyarulatot jellemzik, és a vízhozammal állnak szorosabb összefüggésben (L, H, Rc). Igaz, hogy a medreket jellemző egyik legkézenfekvőbb adat a meder szélessége, azonban a paleo-medrek szélességét csak nagy hibával lehetne meghatározni a sokszor elmosódó partélek miatt.

A hordalékkúp felszínén a meanderező mintázatú medrek széles mérettartományban mozognak (5.3. táblázat) és az egyes pásztákban vizsgált kanyarulatok száma igen eltérő. A legkevesebb kanyarulattal (13 db) a VIII. pászta rendelkezik, míg a legtöbb kanyarulat (55 db) a XI. pásztában található, összefüggésben a pászták hosszával és a kanyarulatok nagyságával.

5.2. táblázat: A hordalékkúp magyarországi részén lévő paleo-meder övek általános jellemzői

<i>Paleo-meder pászta (pmp)</i>	<i>Meder mintázat</i>	<i>Paleo-meder öv középvonalának hossza ($L_{pm\bar{o}}$)</i>	<i>Paleo-meder öv átlagos szélessége ($Sz_{pm\bar{o}}$)</i>
I.	M	41,4	2,6
II.	A	16,6	2,3
III.	A	11,8	3,0
III./a	F	62,2	3,4
III./b	F		2,7
IV.	A	25,1	1,8
IV.	M	8,3	1,2
V.	M	27,9	2,3
VI.	M	22,3	3,6
VII.	A	7,0	1,9
VIII.	M	15,0	1,3
VIII.	M	9,1	0,8
IX.	A	21,1	3,6
IX.	F	51,1	2,3
IX.	F		1,8
IX.	M	12,6	3,9
X.	A	71,4	3,0
XI.	M	69,4	2,6
XI.	F	13,0	1,9
XII.	F	20,4	3,0
XII.	M	16,3	2,4
XIII.	A	15,6	3,4
XIII.	M	32,4	3,7
XIII.	F	12,0	2,1

A hordalékkúp medrei közül a legkisebb ívhosszt (845 m) az I. pásztában, míg a legnagyobbat (2394 m) a IX. pásztában mértem, tehát közel háromszoros (2,8) a különbség a legkisebb és legnagyobb átlagos ívhossz érték között. A hordalékkúp meanderező medrei közül a legkisebb húr hossz értéket (435 m) az V. pásztában mértem, míg a legnagyobbat ismét a IX. pásztában (1402 m). A húr hossz esetében a legnagyobb érték a legkisebb érték több mint háromszorosa (3,2). A hordalékkúpon a legkisebb görbületi sugár értékkel (202-208 m) az I. és V. pászta rendelkezik, amelyekben később még kisebb ($R_c=67-106$ m) misfit medrek alakultak ki. A legnagyobb átlagos görbületi sugarú kanyarulatokkal (656 m) a XIII. pászta rendelkezik.

5.3. táblázat: A meanderező mintázatú pászták illetve vízfolyás szakaszok kanyarulat paraméter értékeinek változása

<i>Paleo-meder pászta (pmp)</i>	<i>Meder mintázat</i>	<i>Kanyarulatok száma (db)</i>	<i>Horizontális paraméter átlagos értéke</i>			
			<i>Ívhossz (L)</i>	<i>Húrhossz (H)</i>	β	<i>Görbületi sugár (R_c)</i>
I.	M	42	845	519	1,62	202
	Mf	81	340	229	1,48	106
IV.	M	15	1201	710	1,69	312
V.	M	30	1008	435	2,31	208
	Mf	137	228	147	1,55	67
VI.	M	14	2175	1246	1,75	528
VIII.	M	13	1472	1113	1,32	472
IX.	M	14	2394	1402	1,71	587
XI.	M	55	1331	807	1,65	349
XII	M	18	958	712	1,35	297
XIII.	M	32	1775	1390	1,28	656

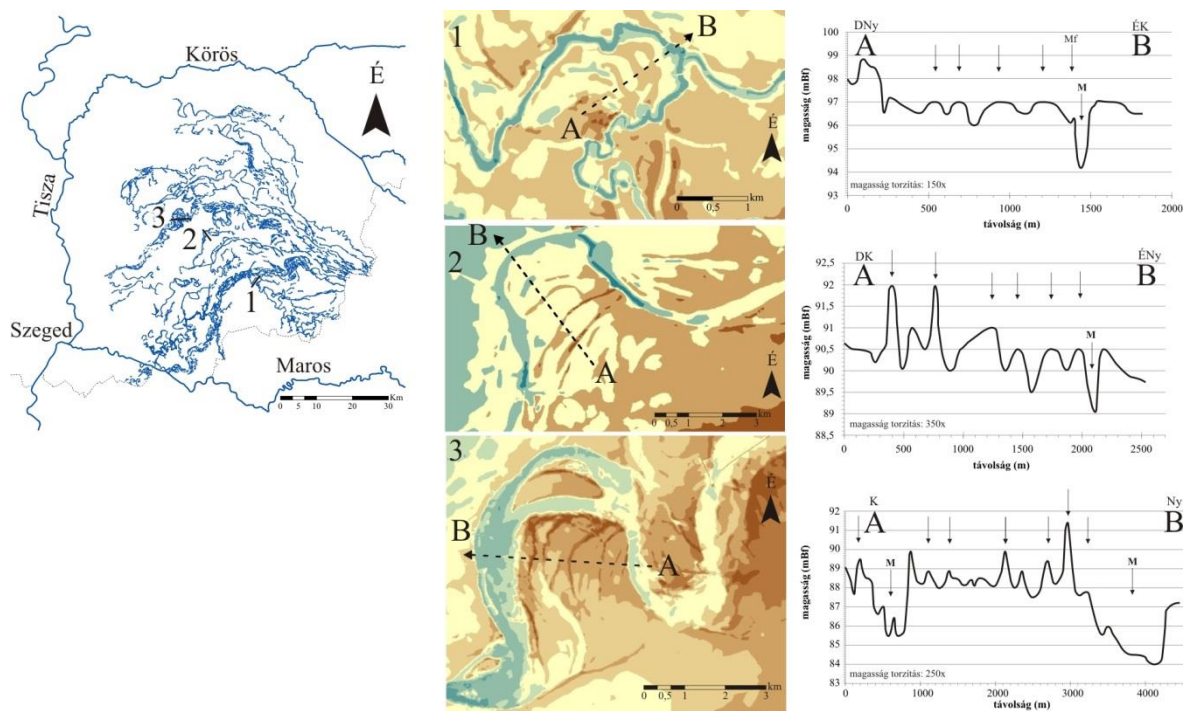
Azon **misfit** medrek (I. és V. pászta), melyek a meanderező medrekben vízhozam csökkenés hatására alakultak ki, átformálták a meanderező mintázatú medrek egykori medrének talpát. Azonban az azonosított misfit vízfolyások mérete eltérő. Az V. pászta kanyarulati paraméter értékei átlagosan 1,6-szor nagyobbak, mint az I. pászta medrei esetében. Ennek oka feltehetőleg az I. pásztából az V. pásztába átfolyó misfit mederbe északról érkező másik meder betorkollása lehetett. A meanderező mintázatú paleo-medrek ívhossz (845-1008 m) és görbületi sugár (202-208 m) értékei általában 2-3-szor nagyobbak, mint a misfit medrek átlagos ívhossza (228-340 m) és görbületi sugara (67-106 m). Ezzel szemben húr hosszuk 3-4-szerese is lehet (435-519 m) a misfit medrek húr hosszának (147-229 m) (5.2. táblázat).

A meanderező és misfit mintázatú pászták kanyarulatait **övezőnyok**, **övezőnyorsorok**, a közöttük elhelyezkedő **sarlólaposok** és lecsapoló medrek jellemzik. Az övezőnyorsorok tagjainak elkülönítését a közöttük mélyebben elhelyezkedő sarlólaposok tették lehetővé. A meanderező mintázatú pásztákban kialakult és fennmaradt 49 övezőnyorsor zöme (47%) csupán kéttagú, bár három- (33%), négy- (14%), és öt vagy több tagú (6%) övezőnyorsorok is előfordulnak. Ugyanakkor övezőnyok egyáltalán nem maradtak fenn az IV. és a VIII. pászta meanderező medrei mentén. A legtöbb tagot számláló övezőnyorsorok a VII., IX. és XIII. pásztákban találhatók. Ezekben a pásztákban az övezőnyok átlagos távolsága 155-775 m közötti. A három illetve négy tagból álló övezőnyorsorok tagjai közelebb (136-318 m) helyezkednek el egymáshoz.

A meanderező pászták zömében a kettő-négy tagú övezőnyorsorok elhelyezkedése általában független a hordalékkúpon elfoglalt térbeli helyzetüktől. Ugyanakkor az öt vagy több tagból álló övezőnyorsorok a hordalékkúp peremi részén találhatók, ahol a felszín esése 37-65 cm/km között változhat. Csúpn az I. és XIII. pásztára jellemző, hogy folyásirányban lefelé egyre több tagból álló övezőnyorsorok fordulnak elő bennük, ahogy meandereik egyre nagyobbá (pl. XIII. pásztában az átlagos görbületi sugár folyásirányban 458 m-ről 854 m-re nő) és érettebbé válnak (pl. XIII. pászta ívhossz/húr hossz hányadosa 1,21-ről 1,37-re nő).

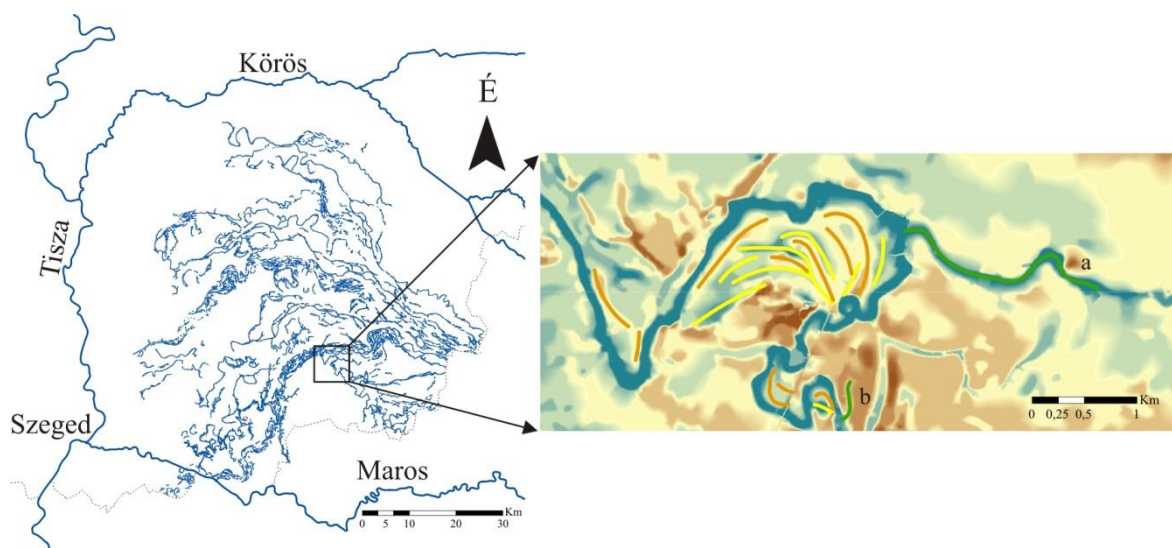
Az övezőnyorsorok általában 0,5-1 méterrel emelkednek a partél szintje fölé, illetve azzal azonos magasságúak (5.6. ábra). Mivel a legnagyobb meanderek a IX. pásztában találhatók, itt az övezőnyok akár 2-3 méterrel magasabbak is lehetnek a paleo-meder élének magasságánál. Megfigyelhető, hogy a medertől legtávolabb elhelyezkedő övezőnyok a legmagasabb, és egyre laposabbá válnak a meder felé haladva. Ez illeszkedik a kanyarulatfejlődés általános szabályához, miszerint ahogy nő a kanyarulat fejlettsége, úgy csökken a meder menti övezőnyok magassága (Gábris *et al.* 2002). Ugyanakkor esetenként az övezőnyorsorok tagjai hasonló magasságban is elhelyezkedhetnek, amit véleményem szerint okozhat a kialakulásuk utáni erózió, a szántás vagy a formákat részben eltüntető vékony löszös köpeny kialakulása is (Sümeghy *et al.* 2013). A misfit paleo-medrekhez tartozó övezőnyok magassága csupán néhány dm, sokszor csak a terepen felismerhetők.

Egyes kanyarulatok külső ívéhez **lecsapoló medrek** kapcsolódnak, amelyek a főmeder vízállásának megfelelően bifurkáltak (5.7. ábra). A legtöbb az I. pászta misfit medréhez kapcsolódik, ahol a kanyarulatok 22%-nál találtam lecsapoló medret a kanyarulat külső ívében. Ezek hossza rendkívül változatos, 200 métertől több km hosszúságig terjedhet. Szélességük függ a lecsapoló meder méretétől, hiszen a már csaknem önálló medernek tekinthető, több km hosszú lecsapoló medrek szélessége 70-150 m közötti, míg a rövidebb (200-300 m) lecsapoló medrek csupán 30-40 m szélesek. A lecsapoló medrek általában nem lépnek ki a paleo-meder öv területéről, onnan gyűjtik össze a vizet, de vannak olyan lecsapoló medrek, melyek a szomszédos paleo-medrek irányában alakultak ki.



5.6. ábra. Az I., VII. és IX. pásztákban található 4-6 tagú övzátónysorok elhelyezkedése és keresztmetszete. A nyilak az övzátónyokat jelzik. M: meder, Mf: misfit meder övzátónya

Az **anasztomizáló, szövedékes** mintázatú medrek a hordalékkúp középső részén alakultak ki, hét pásztában (II., III., IV., VII., IX., X. és XIII. pászta). Az anasztomizáló paleo-medrek jellegzetessége a számos kis hozamú, többé-kevésbé kanyargós, egymással oldalirányú összeköttetésben is álló ágrendszer. A legépebben és leghosszabban megmaradt anasztomizáló vízfolyás a X. pásztában található, ami 74,7 km hosszan kanyarog a hordalékkúp középső részétől egész a hordalékkúp előteréig. A többi meder rövidebb (6,5-26,8 km).



5.7. ábra: Lecsapoló medrek a hordalékkúp felszínén, ahol a: a szomszédos paleo-medrek irányában kialakult medrek és b: lecsapoló medrek, melyek nem lépnek ki a paleo-meder öv területéről

Az anasztomizáló mintázatú paleo-medrek mederövének átlagos szélessége 1,8-3,6 km között változik (5.4. táblázat). A hordalékkúp középső részén a IX. és X. pászta anasztomizáló medreinek összefonódásával alakult ki a legszélesebb (6-8 km) mederövezet (5.3. táblázat).

Az ágrendszerek medrei enyhén kanyargósak ($S=1,1-1,3$) és az egyes mederágak szövődékké válnak. A vizsgált kanyarulatok átlagos görbületi sugara 732 m, ívhossza 1517 m, míg húr hossza 1344 m. A kanyarulatok fejlettségi állapota alapján (β) az anasztomizáló mintázatú medrek kanyarulatai a fejletlen kategóriába sorolhatóak. Ezért lehetséges, hogy a hordalékkúp felszínén vizsgált meanderező mintázatú paleo-medrek átlagos paraméterei (ívhosszuk 1,1-szerese, húr hosszuk 1,5-szöröse, míg görbületi sugaruk 1,8-szorosa) jóval nagyobbak az anasztomizáló mintázatú medrek paramétereinél. A medrek szétágazása átlagosan 5 km-enként következik be. A vizsgált medrek esetében a legkisebb távolság két avulzió között csupán 1,5 km volt, míg találtam olyan helyeket, ahol ez az érték elérte a 8 km-t is.

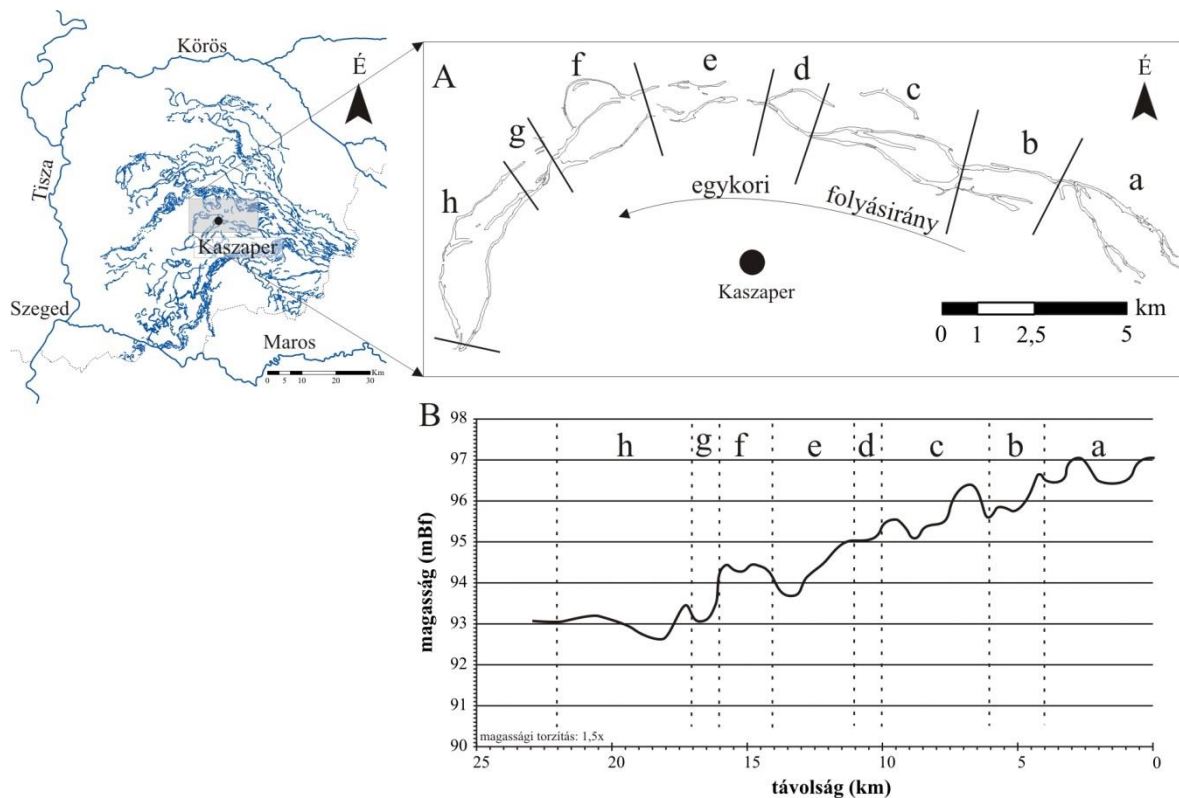
5.4. táblázat: Az anasztomizáló mintázatú pászták illetve vízfolyás szakaszok kanyarulat paraméter értékeinek változása

Paleo-meder pászta (pmp)	Paleo-meder öv átlagos szélessége (S_{pmo})	Paleo-meder középvonalának hossza (l_{pm})	Horizontális paraméter átlagos értéke			
			Ívhossz (L)	Húr hossz (H)	β	Görbületi sugár (R_c)
II.	2,3	18,1	2106	1999	1,05	1266
III.	3,0	13,2	1015	841	1,19	409
IV.	1,8	25,1	1734	1573	1,11	790
VII.	1,9	6,5	2203	1952	1,14	1041
IX.	3,6	26,8	1125	912	1,23	425
X.	3,0	74,7	1223	1118	1,10	537
XIII.	3,4	17,0	1211	1012	1,22	656

Az anasztomizáló mintázatú paleo-medrek – mintázatukból adódóan – gazdagok avulziós és összefolyási pontokban. A bifurkáció kialakulásának egyik oka lehet az ártér esésviszonyaiban bekövetkező változás. Erre jó példa a IV. pászta anasztomizáló paleo-medre mentén felvett ártér magasság profil (5.8. ábra), ami kirajzolja a nagyobb összefolyási és avulziós helyeket (amelyek rendre együtt fordulnak elő).

Az összefolyási pontok előtt viszonylag kis esésű a terület, majd az összefolyás és avulzió rövid szakasza mentén hirtelen nagyobb esésűvé válik. A kisebb esésű szakaszok egyben a mellékágak által körülölelt ártéri szigetek előfordulási helyei is, amelyek vizsgálataim alapján az adott szakaszon átlagosan 3,4 km hosszúak és 1,1 km maximális szélességűek, területük átlagosan $1,9 \text{ km}^2$ (Sümeghy et al. 2013).

A hordalékkúp felszínén 5 pásztában találkozhatunk **fonatos** mintázatú medrekkel illetve mederszakaszokkal (III., IX., XI., XII. és XIII.), melyek a hordalékkúp középső, centrális, illetve peremi részén fordulnak elő. Két csoportra oszthatóak, azokra az egykori medrekre, melyek a hordalékkúp magyarországi szakaszának teljes hosszán végig kísérhetőek, és azokra, melyek csak egy rövid szakaszon figyelhetőek meg. Ennek ellenére a medrek viszonylag hosszan (12,0–62,2 km) azonosíthatók. A paleo-medrek átlagos szélessége 1,8-3,4 km között változik (5.5. táblázat). A medreket helyenként jelentős tágulatok (4,4 km) és szűkületek (0,8 km) tagolják.



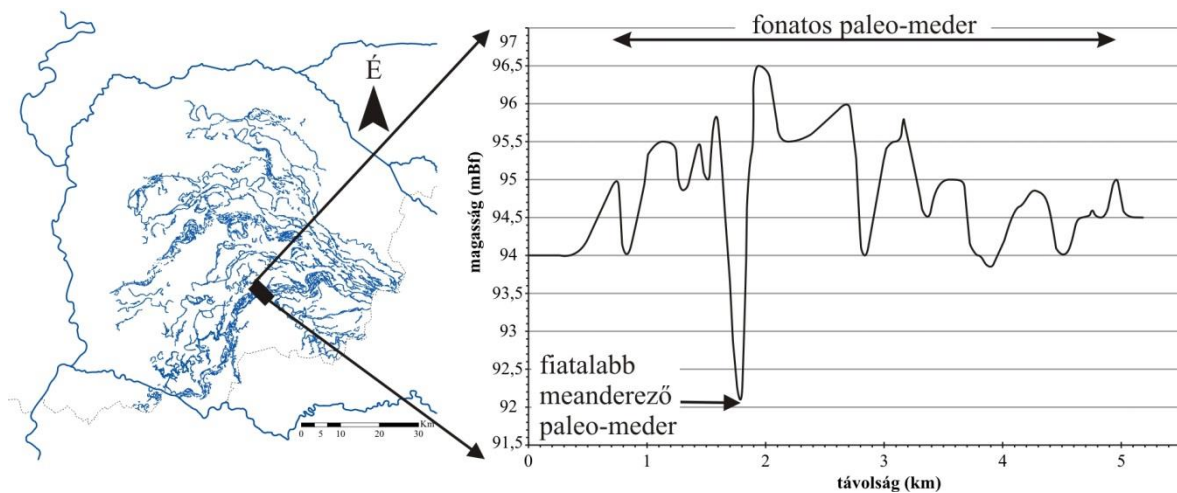
5.8. ábra: A IV. pásztában található paleo-medre (A) magassági profilja (B)

A III. paleo-medre pászta középső szakaszát egy fiatalabb meanderező vízfolyás ugyan felülírta, de a zátonymaradványokból felismerhető egykori mintázata. A domború ártérmetszetű fonatos paleo-medrek többszortatú sodorvonallal és a mederben lévő különböző magasságú (0,5-3 m) zátonyokkal rendelkeznek (5.9. ábra). A kereszt-szelvények alapján megfigyelhető, hogy a fonatos medret később felülíró meanderező meder szélessége az eredeti paleo-medre szélességének csupán 7%-ra csökkent.

5.5. táblázat: A fonatos mintázatú pászták morfológiai értékeinek változása

<i>Paleo-medre pászta (pmp)</i>	<i>Paleo-medre szélessége (W)</i>	<i>Paleo-medre középvonalának hossza (l_{pm})</i>
III.	a	3,4
	b	2,7
IX.	a	2,3
IX.	b	1,8
XI.	1,9	13,0
XII.	3,0	20,4
XIII.	2,1	12,0

A hordalékkúp egész hosszában megmaradt fonatos medrek (III., IX. pászta) hossza 51,1 és 62,2 km, míg a hordalékkúp északi részén három olyan paleo-medre pásztát találhatunk (XI., XII., XIII.), amelyek pásztái meanderező jegyeket is mutatnak, de a fonatos szakaszok dominálóak maradtak. Ebben a három pásztában a fonatos medrek hossza mindössze 12,0-20,4 km, azaz a paleo-medre pászta 16-55%-a.

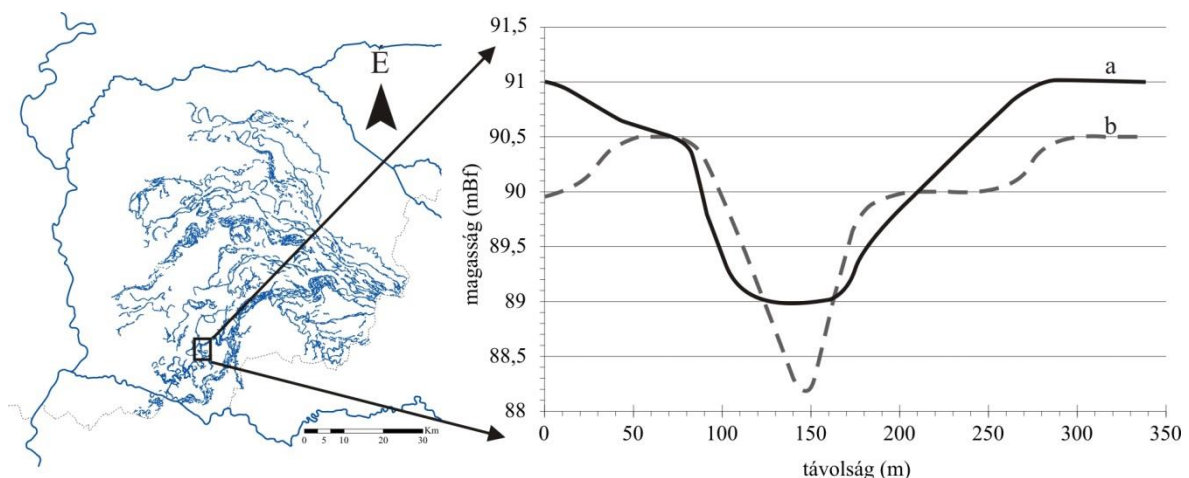


5.9. ábra: A III. pászta egykori fonatos paleo-medre domború keresztmetszetű, később az I. pászta meandere vágódott a mederbe

A hordalékkúp részletes geomorfológiai vizsgálata során arra a megállapításra jutottam, hogy a **bevágódások** a hordalékkúp három különböző részén eltérő eredetűek lehetnek.

A *hordalékkúp peremi bevágódások* a hordalékkúp előteréből indulnak és fokozatosan hátravágódnak a hordalékkúp meredek peremi részen. Kialakulásának oka a peremi részek nagy esése lehet, hiszen a meder ezt a nagy esést bevágódással kompenzálhatja. Ilyen bevágódásokat találhatunk a VII., IX. és X. pászták peremi részein. A leglátványosabb hátravágódással a hordalékkúp romániai részén találkozhatunk, a Lippai-szorostól délnyugatra. A hordalékkúp ezen része holocén korú, amikor is már lecsökkent a Maros víz- és hordalékszállító képessége, aminek hatására meredekebb felszínek alakultak ki, ami kedvezett a medrek hátravágódásának.

A második csoportba a hordalékkúpon végig futó *misfit medrek bevágódásai* tartoznak. A misfit medrek jellegzetessége, hogy bevágódtak az őket befoglaló meanderező medrek talpába (I. és V. pászta). Ez a bevágódás helyenként az 1-2 m-t is elérheti. Például az V. pásztában elhelyezkedő misfit meder árterének (ami a bennfoglaló meder talpa) tengerszint feletti magassága 0,5 m-rel csökkent 3 km-en belül, miközben a misfit meder talpa közel 1 méterrel került mélyebbre (5.10. ábra).



5.10. ábra. Az V. pásztában található misfit vízfolyás keresztmetszeti képe a bevágódás fölött (a) és a bevágódott szakaszon (b)

A harmadik csoportba a hordalékkúp romániai részen található – ebből kifolyólag a geomorfológiai térképen nem kerültek bemutatásra – *hordalékkúp csúcsi bevágódás* tartozik, ami akkor alakul ki, amikor a hordalékkúpon a folyó futásirányt változtat. A bevágódás hátterében az avulziók okozta esésnövekedés áll. A folyamat eredményeképp alakulnak ki a hordalékkúpi teraszok (Rachocki 1981).

5.1.3. Medrek esése

Korábbi kutatások (Ori 1982, Singh et al. 1993, Arzani 2005) a hordalékkúp egyes részein jellegzetes medermintázatokat írtak le. A hordalékkúpok felső, proximális részén a fonatos mintázatú medrek kialakulása jellemző, a középső, centrális részen kis szinusztítású, anasztomizáló és fonatos medrek egyaránt megtalálhatóak, míg a peremi, disztális részeken növekszik a medrek kanyargóssága és a meanderező mintázat válik meghatározóvá.

A Maros hordalékkúpján a *meanderező* mintázatú medrek megjelenése a hordalékkúp déli és nyugati peremi részein jellemző (5.5. ábra). A meanderező medrek esése széles skálán mozog, átlagosan 13,5 cm/km. A legkisebb eséssel (5,2 cm/km) a IV. pászta rövid meanderező szakasza rendelkezik, míg a legnagyobb meder esés (19,2 cm/km) a IX. pásztában fordul elő.

Az 5.1.3. fejezetben említett hordalékkúpi bevágódás szerepe itt mutatkozik meg, hiszen a hordalékkúp nagy esésű, peremi területein a medrek bevágódásával alakulhattak ki a relatíve kis mederesésű meanderező mintázatú vízfolyások. Azon meanderező mintázatú medrek esetében, melyek talpában misfit medrek alakultak ki a mederesés értéke 10,8-10,9 cm/km, tehát átlagosnak mondható.

A meanderező mintázatú medrek kanyargóssága a paleo-meder középvonalának hossza (L_{pm}) és a paleo-meder öv középvonalának hossza (L_{pmo}) alapján 1,4-2,0 közötti, ami nagyon hasonló eredményt ad, mint Brice (1964) eredményei, miszerint a meanderező mintázatú vízfolyások esetében ez az arány 1,5 vagy annál nagyobb érték (5.5. táblázat). A hordalékkúp felszínén az *anasztomizáló* medrek a középső, centrális részen találhatóak (5.5. ábra). Esésük átlagosan 20,7 cm/km, ami nagyobb mind a fonatos, mind a meanderező mintázatú medrek esésénél. A legkisebb medereséssel (16,5 cm/km) a IV. pásztában található anasztomizáló meder rendelkezik, míg a legnagyobb értéket (25,6 cm/km) a IX. pászta medre alakította ki. A medrek kanyargósságáról elmondható, hogy értéke 1,1 és 1,3 közötti, ami szintén összecseng Brice (1964) eredményeivel, miszerint 1,05-1,5 között a medrek kanyargóságok (5.6. táblázat).

A *fonatos* mintázatú medrek jellemzően a hordalékkúp középső, centrális részén helyezkednek el, és hosszan futnak egészen a hordalékkúp előtéri részéig (5.5. ábra), esetenként megjelennek a hordalékkúp peremi területein is. Ezen medrek feltételezhetően a hordalékkúp csúcsi részéből, a Lippai-szorosból indulhattak, azonban a későbbi (meanderező) vízfolyások egyes szakaszokon felülírhatták őket, mint ahogy ez megtörtént például a III/a. és III/b. pászta esetében, ami miatt egyes szakaszokon a fonatos medernek csupán a medérélei határozhatók meg. A fonatos medrek átlagos esése 16,3 cm/km, ami nagyobb, mint a hordalékkúp felszínén meghatározott meanderező mintázatú medreké. A legkisebb értékkel (4,0 cm/km) a hordalékkúp legészakabbi medre, a XIII. pászta fonatos szakasza rendelkezik, míg a legnagyobb az esése a III/b. pászta medrének (25,7 cm/km), ami a Battonyai-hát kiemelkedését nyugatról megkerülve jelenik meg. A medrek kanyargóssága számításunk alapján nem vehet fel más értéket, mint 1-et (5.1. táblázat).

Az egyes mintázatokat jellemző átlagos mederesés alapján azt az eredményt kaptam, hogy a legkisebb átlagos medereséssel a meanderező mintázat jellemezhető (13,2 cm/km), azt a fonatos mintázatú medrek követik (16,3 cm/km), míg a legnagyobb átlagos

medereséssel az anasztomizáló mintázatú medrek rendelkeznek (20,7 cm/km). Ezen eredmények megegyeznek Ori (1982) vizsgálataival is, miszerint a fonatos mintázatú medrek esése nagyobb (0.004), mint a meanderező mintázatú medreké (0.0011) (Leopold és Wolman 1957).

5.6. táblázat: A medrek esését és kanyargósságát összefoglaló táblázat

<i>Paleo-meder pászta (pmp)</i>	<i>Meder mintázat</i>	<i>Paleo-meder esése (S_m)</i>	<i>Paleo-meder középvonalának hossza (L_{pm})</i>	<i>Paleo-meder öv középvonalának hossza ($L_{pm\bar{o}}$)</i>	<i>Kanyargósság (S)</i>
I.	M/Mf	10,8	57,9	41,4	1,4
II.	A	20	18,1	16,6	1,1
III.	A	23,3	13,2	11,8	1,1
III./a	F	10,5	62,2	62,2	1,0
III./b	F	25,7			
IV.	A	16,5	25,1	25,1	1,0
IV.	M	5,2	14,9	8,3	1,8
V.	M/Mf	10,9	44,1	27,9	1,6
VI.	M	16,7	44,5	22,3	2,0
VII.	A	19,8	6,5	7,0	1,0
VIII.	M	16,4	21,4	15,0	1,4
VIII.	M	18,6	12,3	9,1	1,4
IX.	A	21,5	26,8	21,1	1,3
IX.	F	22,4	51,1	51,1	1,0
IX.	F	25,6			
IX.	M	19,2	21,8	12,6	1,7
X.	A	17,2	74,7	71,4	1,0
XI.	M	15,6	122,0	69,4	1,8
XI.	F	12,2	13,0	13,0	1,0
XII.	F	17,4	20,4	20,4	1,0
XII.	M	6,9	24,1	16,3	1,5
XIII.	A	21,9	17,0	15,6	1,1
XIII.	M	9,3	47,6	32,4	1,5
XIII.	F	4,0	12,0	12,0	1,0

5.1.4. Részösszegzés

A hordalékkúp és a felszínén azonosított medrek részletes morfológiai vizsgálata alapján elkészítettem a hordalékkúp magyarországi részének geomorfológiai térképét (5.11. ábra).

A hordalékkúp esésviszonyai alapján az északi és nyugati határok illetve a hordalékkúp központi (centrális), peremi (disztális) és előtéri része is elkülöníthetővé vált. Méréseim alapján a hordalékkúp északi és nyugati határa nem esik egybe a Marosi és Somogyi (1990) által meghatározott kistájhatárokkal. A hordalékkúp sugárirányú esésgörbéinek részletes vizsgálata azt mutatta, hogy a hordalékkúp esése északról dél felé fokozatosan nő (északi rész átlagos esése: 23,2 cm/km, a középső része: 26,8 cm/km, délié 30,5 cm/km). Ehhez a tendenciához illeszkedik a hordalékkúp szerbiai részének nagyobb (36,37 cm/km) esése is (Berec és Gábris 2013). A Battonyai-hát kiemelkedését a Maros a holocén során egy avulzió következtében (lásd 5.4. fejezet) dél felől kerülte, és a hordalékkúp bányási szakaszán folytatta az üledék felhalmozást. Azonban a holocén során a folyók és így a Maros vízhozama is fokozatosan csökkent (lásd 5.5. fejezet), ami a hordalékhozam

csökkenése, tehát az akkumuláció mérséklődése révén a bányai rész meredekebb felszínének kialakulását is magyarázza.

A hordalékkúp felszínén a legnagyobb esés (37-65 cm/km) disztális részt jellemzi, míg a legkisebb esés a hordalékkúp előtéri szakaszán alakult ki (7-9 cm/km). A hordalékkúp középső, centrális részén az esés 27-28 cm/km (5.10. ábra). A hordalékkúp proximális részének részletes vizsgálatára (a térképek hiányossága miatt) nem nyílt lehetőség, azonban a 90 m-es felbontású SRTM felvétel szerint esése (kb. 46-52 cm/km) nagyobb, mint a középső rész esése. A szelvények vizsgálata alapján kirajzolódik a hordalékkúpok felszínét jellemző domború, radiális profil (*Rachocki* 1981). A keresztirányú szelvényeket külön-külön vizsgálva meghatározhatóak a paleo-medreket formáló eróziós folyamatok (bevágódások), a medreket kísérő folyóhátak és a különböző meder mintázat típusok is. A szelvényeket együtt vizsgálva pedig arra kaphatunk választ, hogy mely medrek léteztek egyszerre egy időben és melyek egymást követően.

A hordalékkúp felszíne paleo-medrekkel sűrűn átszőtt, a medersűrűség a magyarországi részén $0,78 \text{ km/km}^2$ (*Sümeghy és Kiss* 2012). Korábbi kutatások (*Borsy* 1989, *Sümegei et al.* 1999) eltérően vélekednek a Maros hordalékkúpján zajló futóhomok mozgásról. A hordalékkúp részletes vizsgálata során azonban eolikus folyamatok által kialakított formákat nem sikerült azonosítanom.

A medrek mintázata, sűrűsége és a kanyarulatok horizontális kanyarulati paraméterei alapján 13 paleo-meder pásztát különítettem el. Az egyes paleo-meder pásztákon belül paleo-meder öveket határoltam le, amelyeket meanderező, anasztomizáló és fonatos vízfolyás típusokra, valamint a meanderező vízfolyásba bevágódott misfit vízfolyásokra osztottam (5.11. ábra).

A hordalékkúp középső részén az anasztomizáló medrek túlsúlya jellemző, míg a hordalékkúp peremi részén – aminek legnagyobb az esése – a meanderező mintázatú medrek aránya jelentősebb. A fonatos mintázatú medrek mind a két hordalékkúpi részre jellemzőek lehetnek. Ezek alapján a medrek elhelyezkedése megegyezik korábbi kutatásokkal (*Ori* 1982, *Singh et al.* 1993, *Arzani* 2005), miszerint a hordalékkúp középső részén a kisebb kanyargósságú anasztomizáló medrek – a fonatos medrek jelenléte mellett – míg a peremi részen a nagyobb kanyargósságú, meanderező mintázatú medrek a jellemzőek.

A **meanderező** mintázatú paleo-meder pászták közül a legkisebb kanyarulati paraméterekkel azok rendelkeznek (I. és V.), melyekben később misfit vízfolyások alakultak ki. A legnagyobb ív- és húrhorozú (2394 m, 1402 m) kanyarulatok a hordalékkúp középső sávjában elhelyezkedő IX. pásztához tartoznak, míg a legnagyobb görbületi sugarú (656 m) kanyarulatok a hordalékkúp északi részén futó, XIII. paleo-meder pásztában találhatók. A meanderező mintázatú medrek épülési folyamatuknak köszönhetően övzátonyokat alakítanak ki, amelyek az I. és XIII. pásztában folyásirányban lefelé egyre több tagból álló övzátonysort alkotnak, miközben kanyarulataik egyre nagyobbá és érettebbé válnak. Azon kanyarulatokban, ahol az övzátonyok öt vagy hat tagúak az övzátonyok átlagos távolsága 155-775 m közötti, míg a három illetve négy tagból álló övzátonysorok tagjai közelebb (136-318 m) helyezkednek el egymáshoz. Ennek hátterében a hordalékkúp esés viszonyai állhatnak, hiszen a hordalékkúpon, folyásirányban lefelé nő a hordalékkúp esése (centrális résztől a peremi részig), és ez megnöveli a kanyargósságot (*Schumm és Khan* 1972, *Blanka és Kiss* 2011) ami az övzátonysorok fejlettségében is megnyilvánul.

Az övzátonysorok általában 0,5-1 méterrel emelkednek a partél szintje fölé, és általában a medertől legtávolabb elhelyezkedő övzátonyok a legmagasabbak, ami összecseng *Gábris et al.* (2002) vizsgálataival. Ugyanakkor a legnagyobb méretű kanyarulatokkal rendelkező IX. pásztában akár 2-3 méterrel magasabbak is lehetnek a

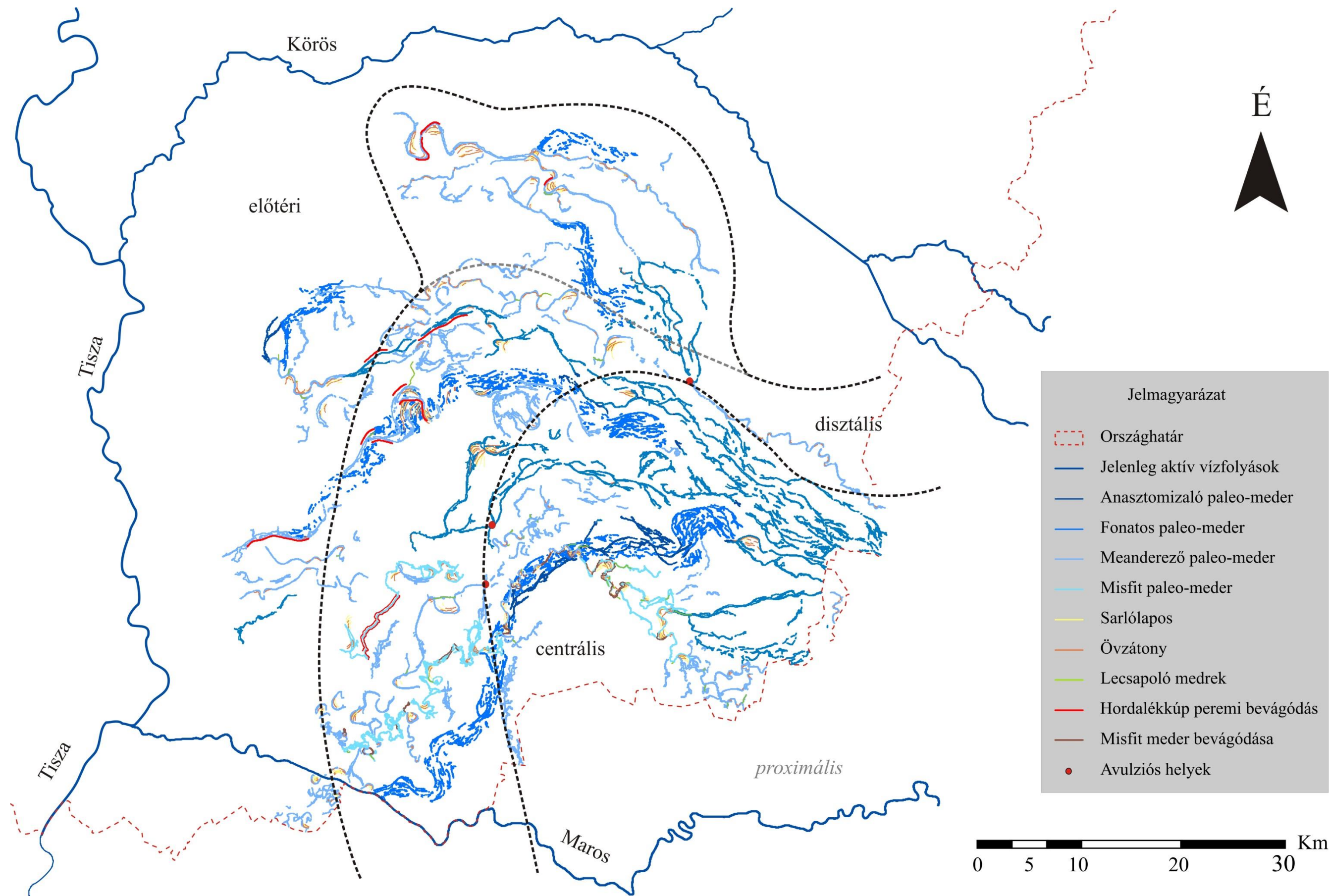
paleo-meder élének magasságánál. A misfit medrek esetében az övzátonyok magassága kicsi, csupán néhány dm. A hordalékkúp középső részén **lecsapoló medrek** alig fordulnak elő, míg a nagyobb esésű peremi területeken számuk folyásirányban lefelé fokozatosan növekszik, s főleg a misfit medrekhez kapcsolódnak (I. pászta).

Az **anasztomizáló** paleo-meder pászták átlagos esése 20,7 cm/km és jórészt a hordalékkúp középső, centrális részén helyezkednek el. A mederágak kanyarulatai az ívhossz/húrhossz hányadosa alapján a fejletlen kategóriába tartoznak. Az anasztomizáló mintázatú medrek paramétereinél a meanderező mintázatú paleo-meder pászták kanyarulatainak átlagos horizontális kanyarulati paraméter értékei nagyobbak ($L=1,1$ -szerese, $H=1,5$ -szöröse, $R_c=1,8$ -szorosa). Az anasztomizáló mintázatú paleo-medrek gazdagok avulziós és összefolyási pontokban. Az összefolyási pontok előtt a terület esése viszonylag kicsi, míg az avulzió mentén az esés hirtelen megnövekszik. Az anasztomizáló paleo-medrek ártéri szigetekkel tagoltak, amelyek mérete átlagosan $1,9 \text{ km}^2$.

A **fonatos** medermintázat megjelenése a hordalékkúp egészen jellemző, hiszen a medrek a hordalékkúp középső részétől hosszan futnak egészen az előtéri részig. Esetenként egy-egy rövid szakasz formájában megjelennek a hordalékkúp peremi területein is. A fonatos medrek átlagos mederesése 16,3 cm/km, meder övük átlagos szélessége 1,8-3,4 km között változott, de helyenként az 5,2 km-t is elérte. A medreket szigetek, zátonyok és közöttük mellékágak tagolják. A medrek domború keresztmetszetűek, hiszen a főág mellett a hordalék lerakása intenzív lehetett (*Morisawa* 1985). A hordalékkúp felszínén fennmaradt medrek hossza változatos. Egyes medrek a hordalékkúp teljes hosszában végig kísérhetők 51,1-62,2 km hosszan, míg a hordalékkúp peremi és előtéri részein elhelyezkedő medermaradványok csupán 12,0-20,4 km hosszúak.

A medrek kanyargóssága a szakirodalomban meghatározottak szerint alakult (*Brice* 1964). Legnagyobb értéket (2 feletti) a misfit medrek vettek fel, míg a meanderező mintázatú medrek esetében a kanyargóssága 1,4-2,0 közötti, az anasztomizáló medrek esetében pedig 1,1-1,3 között változott.

A hordalékkúp felszínén jellemző folyamat a bevágódás, ami három esetben alakulhat ki: (1) a hordalékkúpi peremi bevágódás, ami során a medrek a nagy esésre hátravágódással reagálnak, (2) a misfit medrek bevágódása, ami a csökkenő vízhozamra vezethető vissza és (3) a hordalékkúp csúcsi bevágódás, amely a hordalékkúp romániai részén található, és aminek hátterében az avulziók okozta esésnövekedés állhat.



5.11. ábra: A Maros hordalékkúp geomorfológiai vázlata

5.2. PALEO-MEDREK VÍZHOZAMA

5.2.1. Regionális érvényességű vízhozam egyenletek létrehozása

A Tisza vízrendszerében 1930-as években a vízhozam mérések nem rendszeres időközönként végezték, sőt gyakran a vízállás idősorokból számított értékeket közölték. A legkisebb mederkitöltő vízhozamot ($95 \text{ m}^3/\text{s}$) a Hernád szelvényében mérték Hidasnémetinél, míg a legnagyobb mederkitöltő vízhozam ($1779 \text{ m}^3/\text{s}$) a Tisza szegedi medrében volt jellemző.

Az aktív medrek kanyarulatainak átlagos ívhossz értékei 725-2538 m, a húr hossz értékei 412-1197 m között, míg a görbületi sugár értékei 129-587 m között változtak (5.7. táblázat).

5.7. táblázat: A mérőállomások helyei Tiszabecstől Szegedig, a számított mederkitöltő vízhozam és a meghatározott kanyarulati paraméter értékekkel

Vízfolyás	Város	Mederkitöltő vízhozam (m^3/s)	Kanyarulati paraméterek (m)		
			Ívhossz (L)	Húrhossz (H)	Görbületi sugár (R_c)
Tisza	Tiszabecs	1086	1683	942	365
Tisza	Dombrád	755	1267	747	308
Tisza	Tiszafüred	1469	2082	1197	509
Tisza	Szolnok	1335	2228	1289	587
Tisza	Csongrád	1192	1894	965	457
Tisza	Szeged	1779	2538	1187	489
Szamos	Csenger	1098	1200	800	210
Szamos	Nábrád	733	850	550	195
Bodrog	Sárospatak	180	1100	626	129
Hernád	Hernádnémeti	184	725	412	183
Hernád	Hidasnémeti	95	761	468	205
Sajó	Felsőzsolca	229	767	457	203
Körös	Gyoma	135	1100	668	214
Maros	Makó	612	1359	704	212

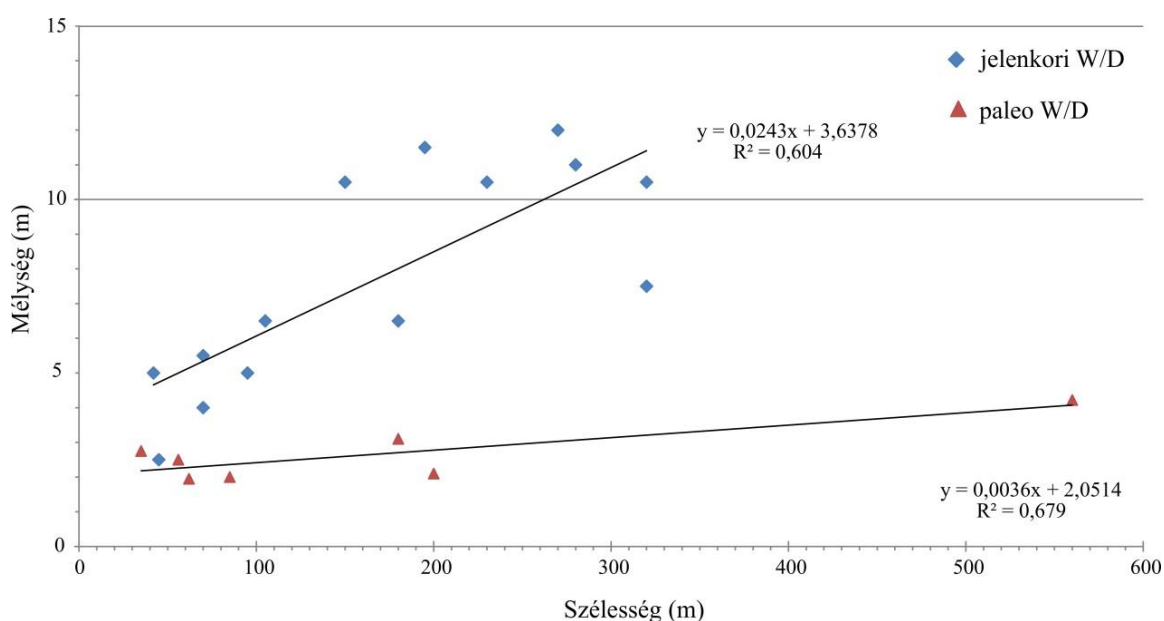
Az egyenletek kialakítása során célom volt a vizsgált változók közötti minél szorosabb kapcsolat kialakítása. A vízhozam és a kanyarulati paraméterek közötti függvénykapcsolat korrelációs koefficiense 0,70-0,82 között változik. Ezen értékek alapján megállapítható, hogy a mederkitöltő vízhozam érték a meder húr hosszával mutatja a legszorosabb összefüggést (5.8. táblázat). Az egyenletek használhatósága korlátozott, csak a vizsgált kanyarulat- és vízhozam-tartományban, azaz az egyenletek megalkotásához alapul szolgáló vízhozam ($95\text{-}1779 \text{ m}^3/\text{s}$) és kanyarulati paraméter értékek között adnak valósághű eredményt ($L = 725\text{-}2538 \text{ m}$, $H = 412\text{-}1289 \text{ m}$, $R_c = 129\text{-}587 \text{ m}$).

5.8. táblázat: Vízhozam és kanyarulati paraméterek közötti összefüggések és alkalmazhatóságának értéktartománya

Kanyarulati paraméter	Függvény egyenlete	Korrelációs együttható (R^2)	Tartomány (m)
Húrhossz (H)	$Q_{bk} = -0,0004 \cdot H^2 + 2,4607 \cdot H - 864,37$	0,8206	412 – 1289
Ívhossz (L)	$Q_{bk} = 0,00006 \cdot L^2 + 0,846 \cdot L - 407,41$	0,8108	725 – 2538
Görbületi sugár (R_c)	$Q_{bk} = 0,0004 \cdot R_c^2 + 2,6724 \cdot R_c - 64,676$	0,7041	129 – 587

A egyenletek pontosítása érdekében az egykori paleo-medrek W/D-arányával való korrekcióját is fontosnak tartottam. Ehhez megvizsgáltam az aktív- és a paleo-medrek szélesség-mélység arányát (5.12. ábra). A grafikonon jól kirajzolódik, hogy az egykori medrek jóval sekélyebbek lehettek, mint napjaink medrei, miközben szélességük esetenként kétszer akkora mint a jelenkori medreké. Tehát az egykori medrek nem vezethették le azt a vízmennyiséget, amit a kialakított egyenletek segítségével meghatároztam. Ezért a vízhozamok korrekciójára volt szükség.

A korrekció során meghatároztam, hogy a jelenlegi, aktív medrek átlagosan 35%-al keskenyebbek, de 2,35-szor mélyebbek, mint a paleo-medrek. Ezek alapján számítottam ki azt, hogy a jelenkori medrek közel másfélszer több vízmennyiség levezetésére alkalmasak, mint a paleo-medrek. Így az aktív medrek paramétereivel kialakított egyenletekkel meghatározott paleo-vízhozamnak csupán 65,5%-át vezethették le az egykori medrek.



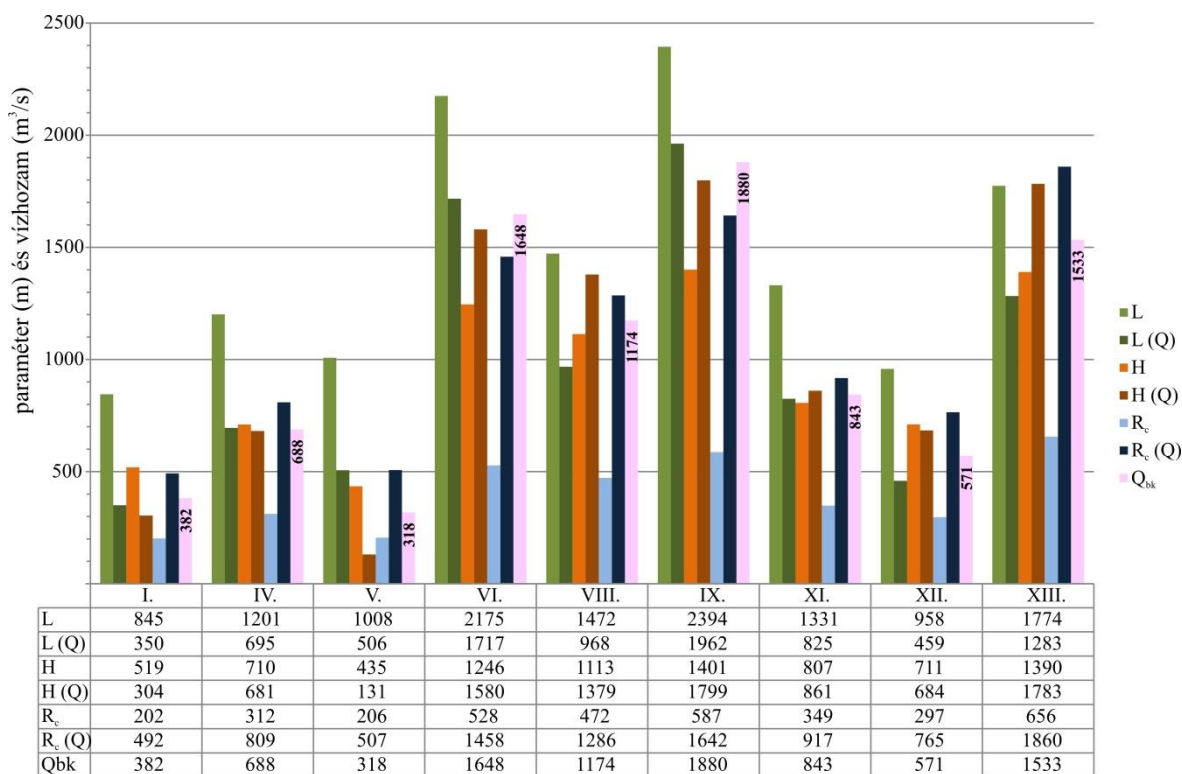
5.12. ábra: Az aktív és a paleo-medrek szélessége és mélysége közötti összefüggés

5.2.2. Paleo-vízhozamok meghatározása

A Maros hordalékkúpon lévő meanderező mintázatú paleo-medrek azonosítását követően meghatároztam a mederparaméter értékeket (ív hossz, húr hossz és görbületi sugár) amelyek alapján az egykori mederkitöltő vízhozamuk kiszámíthatóvá vált. A kanyarulati paraméter értékeket a kialakított egyenletekbe helyettesítve meghatároztam az egykori mederkitöltő vízhozamokat (5.13. ábra).

Azonban az átlagos mederkitöltő vízhozamok a jelenlegi medrek paramétereire alapján lettek meghatározva, így ezeket az egykori, sekélyebb medrek nem szállíthatták. Ezért meghatároztam, hogy az egykori medrek keresztmetszetük alapján mekkora vízmennyiséget vezethettek el, majd a vízhozamokat korrigáltam a medrek szélesség/mélység arányának figyelembe vételével (5.9 táblázat).

Ezek után *Timár és Gábris* (2008) munkáját alapul véve kiszámítottam a medrek közepes vízhozamait. Igaz, az így a kapott értékekből nem következtethetünk az egykori mederkitöltő vízhozamokra (5.9 táblázat). Ezt követően más területről származó, tehát nem regionális érvényességű egyenleteket vettem alapul. A *Leopold és Wolman* (1957) és *Dury* (1976) által számított egyenletekbe behelyettesítve a paleo-Maros paramétereit nagyon különböző mederkitöltő vízhozam értékeket kaptam (5.9 táblázat).



5.13. ábra: Az egyes pásztákat jellemző átlagos kanyarulati paraméter értékek (L, H, R_c), az abból számított mederkitöltő vízhozam értékek (L(Q), H(Q), R_c(Q)) és az egyes pásztákat jellemző átlagos mederkitöltő vízhozamok (Q_{bk}).

Összességében megállapítható, hogy a Maros hordalékkúp felszínén igen különböző méretű és különböző vízhozamú egykori medrekkel találkozhatunk. A legnagyobb átlagos mederkitöltő vízhozamot a IX. paleo-meder pászta szállíthatta (1231 m³/s), amelyben egy rendkívül nagy kanyarulati paraméterekkel (L = 2394, H = 1401, R_c = 587) jellemzett egykori meanderező mintázatú szakasz található. Ezen kívül még két 800 m³/s feletti átlagos mederkitöltő vízhozammal rendelkező pászta található a hordalékkúpon (VI., XIII.), melyek a Tisza (800 m³/s; *Timár* 2003) közepes vízhozamával és a Maros (1600-2500 m³/s; *Fiala et al.* 2006) árvízi hozamával egyezhettek meg. A IV., VIII., XI. és XII. paleo-meder pászták átlagos mederkitöltő vízhozam értékei 374-769 m³/s közé esnek. Ezeknek az egykori medreknek a vízhozamai a jelenlegi Tisza közepes vízálláshoz tartozó (550 m³/s; *Fiala et al.* 2006) és a Maros mederkitöltő (680 m³/s; *Sipos* 2004) vízhozamának felelhetnek meg. Az I. és V. pászta egykori meanderező (208-250 m³/s) és később kialakult misfit medrei (77-110 m³/s) szállíthatták a legkisebb vízmennyiséget, amely a Tisza és a Maros közepes vízálláshoz tartozó vízhozamának (161-550 m³/s; *Fiala et al.* 2006), illetve a Maros kisvízi és közepes vízálláshoz tartozó (21-161 m³/s; *Fiala et al.* 2006) vízhozamának felelhetett meg.

Timár és Gábris (2008) vízhozam egyenlete alapján számított közepes vízhozamok átlagosan 30%-al kisebbek, mint az általam kiszámolt és W/D aránnyal korrigált mederkitöltő vízhozamok. A két érték közötti legkisebb különbség a IX. pászta medre esetében áll fent, ahol a közepes vízhozam csupán 12% kevesebb, mint az általam kiszámított mederkitöltő. A legnagyobb eltérés az V. pásztában jelentkezik, ahol a *Timár és Gábris* (2008) egyenlete alapján kiszámított közepes vízhozam nagyobb, mint a szélesség/mélység aránnyal korrigált mederkitöltő vízhozam.

Ezt követően más területről származó, tehát nem regionális érvényességű egyenleteket vettem alapul. A *Leopold és Wolman* (1957) és *Dury* (1976) által számított egyenletekbe behelyettesítve a paleo-Maros paramétereit nagyon különböző mederkitöltő

vízhozam értékeket kaptam. Az általam számított értékeknél átlagosan 3,3-szer nagyobbak a *Leopold és Wolman* (1957) egyenlete alapján számított mederkitöltő vízhozamok, míg a *Dury* (1976) egyenlete alapján számított értékek átlagosan 5,7-szer nagyobb értékeket adtak az általam meghatározott vízhozamoknál. A jelentős mértékű eltérés egyik oka a regionalitás lehet, hiszen egyenleteik kialakítása során Nagy-Britanniából és az Egyesült Államokból származó folyók adatait használták fel, amelyek lényegesen eltérő klimatikus feltételekhez igazodtak. Az eltérés másik oka pedig az lehet, hogy a független változó kiszámítása során esetenként jelentős mértékű eltérések adódhatnak (*Gábris* 1995).

5.9. táblázat: Összehasonlító táblázat a különböző módon számított vízhozamokra (m³/s). (A *-al jelölt vízhozamok számítása során *Katona et al.* (2012a) adatait használtam fel)

Pászta	Saját Q_{bf}	W/D-összefüggéssel korrigált vízhozam	<i>Timár és Gábris (2008)</i>	<i>Leopold és Wolman (1957)</i>	<i>Dury (1976)</i>
	átlag		$Q_{ait} = 0,0009 * (L_m/2)^{1,8}$	$L_m = 65,2 * Q_{bf}^{0,5}$	$L_m = 59 * Q_{bf}^{0,48}$
I.	382	250	167	672	1084
I./Mf	168	110	32	109	163
IV.	688	451	314	1357	2257
V.	318	208	229	956	1867
V./Mf	117	77	16	49	71
VI.	1648	1079 *	916	4452	7779
VIII.	1174	769	454	2039	3167
IX.	1880	1231 *	1088	5393	9499
XI.	843	552	378	1667	2796
XII.	571	374	209	864	1409
XIII.	1533	1004	635	2962	5088

5.2.3. Részösszegzés

Vizsgálatom célja az volt, hogy egyenletek formájában kapcsolatot állítsak fel a mederkitöltő vízhozam és a hozzá tartozó kanyarulati mederparaméter értékek között, illetve hogy az egyenletek alapján meghatározzam a hordalékkúp felszínén található paleo-medrek vízhozamait.

Az egyenletekhez a Tisza vízgyűjtőjéhez tartozó vízfolyások kisvízi szabályozások előtti kanyarulati paramétereit, és a fellelhető legrégebbi, az 1930-as évekből származó vízhozam értékeket használtam fel. A kialakított egyenletek korrelációs együtthatója (a vizsgált 14 adat alapján) viszonylag magas (0,70-0,82). A egyenletek alkalmazhatóságát korlátozza, hogy csak egy adott méret tartományban – tehát a vizsgált kanyarulati paraméter értékek között – alkalmazhatóak. Az ennél kisebb illetve nagyobb értékekkel rendelkező medrek esetében torzított eredményeket adhatnak. A korreláció a húr hossz esetében mutatja a legszorosabb kapcsolatot (0,8206), míg a legkisebb korreláció (0,7041) a görbületi sugár esetében. Ennek oka, hogy medrek ív- és húr hossza szorosabb kapcsolatot mutat a vízhozammal, mint a görbületi sugárral, mivel a kanyarulatok sugarának mérete nagyobb mértékben függ a kanyarulat fejlettségéről, mint a vízhozamtól (*Gábris* 1995).

Vizsgálataim során beigazolódott, hogy a jelenlegi, aktív medrek 35%-al keskenyebbek és 2,35-szor mélyebbek, mint az egykori medrek. Ezen paraméterek alapján kiszámítottam, hogy a jelenkori medrek közel másfélszer több vízmennyiség levezetésére alkalmasak, mint a paleo-medrek. Így az aktív medrek paramétereivel kialakított egyenletekkel meghatározott paleo-vízhozamoknak csupán 65,5%-át vezethették le az egykori medrek.

Az egyenletek megalkotása után behelyettesítettem az egyenletekbe a Maros hordalékkúp felszínén található elhagyott medrek kanyarulati paraméter értékeit (ív- és

húrhossz, görbületi sugár), majd korrigáltam a W/D aránnyal. Ezek alapján a kiszámított vízhozamokról elmondható, hogy a Maros hordalékkúpján a legnagyobb medrek a Tisza közepes vízhozamánál ($800 \text{ m}^3/\text{s}$, *Timár* 2003) nagyobb vízhozammal rendelkeztek. A legtöbb meder vízhozama a jelenlegi Maros közepes vízálláshoz tartozó $550 \text{ m}^3/\text{s}$ (*Fiala et al.* 2006) és $680 \text{ m}^3/\text{s}$ -os mederkitöltő (*Sipos* 2004) vízhozama közötti vízmennyiséget szállíthattak. A kisebb, menadrező mintázatú medrek mederkitöltő vízhozamai a Maros kis- és közepes vízálláshoz tartozó vízhozamának felelhetnek meg ($31\text{-}550 \text{ m}^3/\text{s}$, *Fiala et al.* 2006), míg a misfit medrek a Maros kisvízi és közepes vízálláshoz tartozó ($21\text{-}161 \text{ m}^3/\text{s}$; *Fiala et al.* 2006) vízhozamokat szállíthattak.

A különböző vízhozamot szállító paleo-meder pászták térbeli eloszlásáról elmondható, hogy a hordalékkúp középső részén, a IX. pásztát jellemezte a legmagasabb vízhozam érték, míg ettől északabbra és délebbre fokozatos csökkenés mutatkozik. Ez azt jelentheti, hogy a hordalékkúpon a legmeghatározóbb futásvonal a Tisza felé tartó K-Ny-i irány lehetett.

A vízhozamok további vizsgálata során összehasonlítást végeztem más kutatók vízhozam egyenleteivel. Ezek alapján elmondható, hogy *Leopold és Wolman* (1957) és *Dury* (1976) egyenletei alapján a számított mederkitöltő vízhozamok átlagosan 3,3-szer és 5,7-szer nagyobb értékeket adtak, tehát jelentősen túlbecslik az egykori vízhozamokat, ami a regionalitás és a független változó kiszámításának problematikájára vezethető vissza.

A jelenlegi mederkitöltő vízhozamnál nagyobb vízhozamok a vízgyűjtőn bekövetkezett klímaváltozásra, illetve a lefolyás módosulására utalnak (*Kiss et al.* 2014). Meleg, nedves klimatikus viszonyok között sűrű, zárt növényzet alakulhat ki (*Járainé Komlódi* 2000, *Murray és Paola* 2003), ami csökkenti a felszíni lefolyás mértékét és a medrek vízhozamát. Viszont hűvös és száraz klímán a növényzet zártsága lecsökken (*Járainé Komlódi* 2000), nő a felszíni lefolyás mértéke, így a medrek vízhozama is.

Az eredmények a jövőbeni árvízi védekezés megtervezésében is felhasználhatóak lehetnek, hiszen meghatározható, hogy a jelenlegi vízhozamok akadály nélküli levezetéséhez melyek az ideális kanyarulati paraméterek. Továbbá az egyenletek felhasználhatóak lennének ártér rekonstrukció vagy a kisvízfolyások helyreállítása (pl. Száraz-ér) során is, hiszen a egyenletek segítségével megadható, hogy a kialakításra kerülő új medrekben milyen paraméterekkel rendelkező kanyarulatokat lehetne létrehozni ahhoz, hogy a meder fenntartható módon funkcionáljon (*Kiss és Sümeghy* 2008).

5.3. PALEO-MEDER ZÁTONYOK SZEMCSE-ÖSSZETÉTELE ÉS KORMEGHATÁROZÁSA

A meder anyagának vizsgálata során kettős célt tűztem ki magam elé. A szemcse-összetételi vizsgálatokkal a lerakott hordalék minőségének térbeliségét értékeltem, azaz azt, hogy hogyan változik a szemcseméret a hordalékkúp egyes részein, a különböző mintázat típusokban és az egyes kanyarulatok övzátónysorain belül. A medrek zátony-anyagából vett minták OSL kormeghatározásával pedig az egyes paleo-medrek aktivitási időszakának meghatározása volt a célom.

5.3.1. Szemcse-összetételi vizsgálatok eredményei

5.3.1.1. A minták általános szemcse-összetételi vizsgálata

A fúrásokban a homokanyagot iszapos-agyagos üledékek által eltemetve találtuk meg. A hordalékkúp pleisztocén korú homokmintái 105-295 cm mélységben helyezkednek el, míg a fiatalabb, holocén korú mintákat a felszínhez közelebb, 65-165 cm mélységben találtuk meg. Ez alapján kiszámítható a terület feltöltődési üteme, ami

közel egységesnek mondható. A legkisebb feltöltődési ütemet (0,64 cm/100 év) a pleisztocén korú, fonatos mintázatú kunágotai (Kun) meder estében határoztam meg, míg a legnagyobbat (7,19 cm/100 év) a legfiatalabb, holocén korú nagyszentmiklósi (Sm-a) meder esetében. A vizsgált 29 minta alapján a Maros hordalékkúpján a feltöltődés átlagos üteme 1,88 cm/100 év.

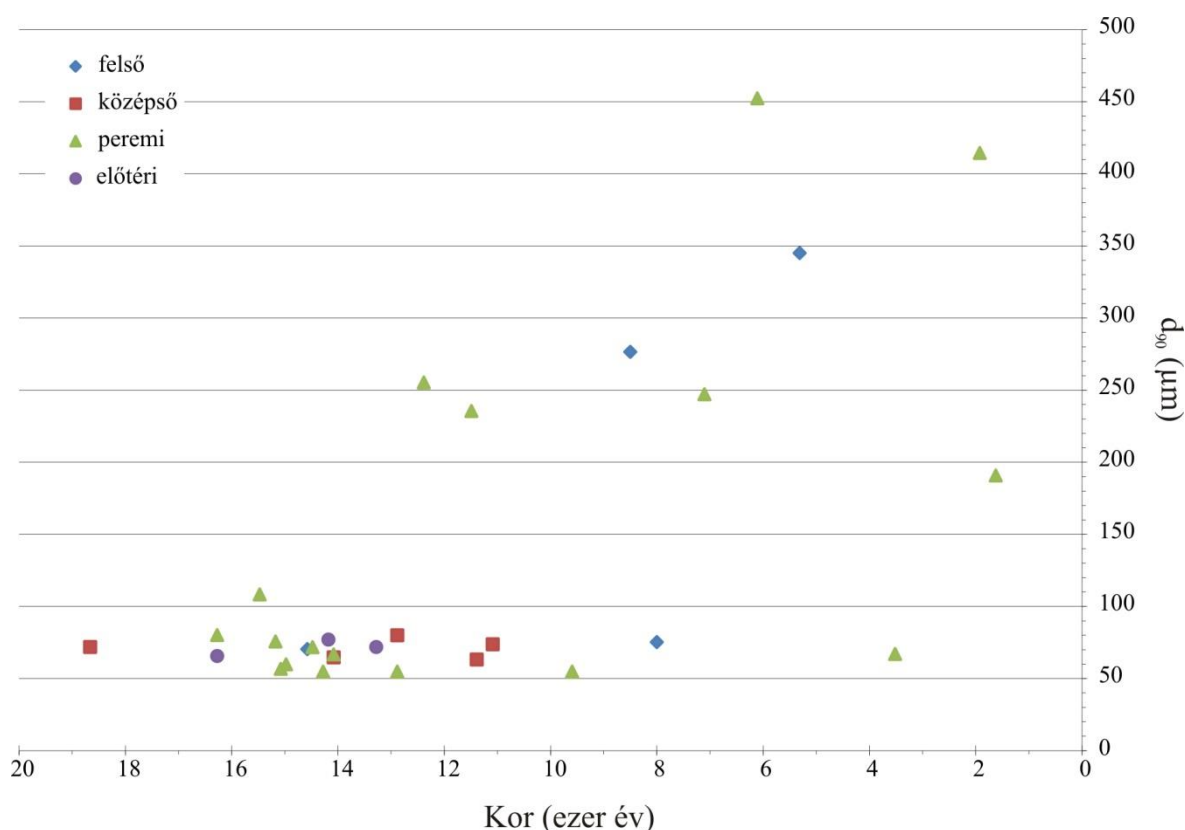
A minták korának figyelembe vételével azonban a pleisztocén korú minták átlagos feltöltődési üteme 1,45 cm/100 év, míg a holocén korú minták esetében ez az érték közel a duplája, 2,83 cm/100 év. Korábbi vizsgálatok során a természetes árterek hosszútávú (elmúlt 20-32 ka) feltöltődési ütemét a Bodroghözben 0,2 mm/évnek (*Borsy et al.* 1989), a Felső-Tisza vidékén 0,3 mm/évnek (*Félegyházi et al.* 2004), míg a Nyírségi területeken 0,2-0,35 mm/év-nek (*Borsy és Lóki* 1982) határozták meg. A Maros hordalékkúpján a pleisztocén során a feltöltődés mértéke kisebb volt, mint a Bodroghözben és a Felső-Tisza vidékén, míg a holocén során megközelítette értéküket.

Általánosságban jellemző, hogy a pleisztocén korú minták sokkal finomabb szemcse-összetételűek (átlagos $d_{90}=70,8 \mu\text{m}$), mint a holocén korú minták (átlagos $d_{90}=221,9 \mu\text{m}$), (5.14. ábra). Ez arra utalhat, hogy a megmintázott holocén homokzátonyok nagyobb energiájú közegben formálódtak, azaz a Maros energiája nagyobb lehetett a holocén során, mint a pleisztocénben, illetve némileg durvább lehetett a hordalékhozama is. Ugyanakkor ez ellentmondani látszik a korábbi kutatási eredményeknek (*Kasse et al.* 2010, *Gábris et al.* 2012), amelyek szerint a pleisztocén hideg fázisaiban kavicsolódtak fel a medrek és a melegebb időszakokban szállíthatóak tovább. Azonban az általam vizsgált fenékhordalék a nagyrészt a finom és durva homok tartományába esik ($d_{90}=60-600 \mu\text{m}$), a homokos medrű vízfolyások hordalékának változásáról a klímával kapcsolatban pedig nincs összehasonlítható hazai adat.

A minták elemzése során megvizsgáltam, hogy vajon van-e jellegzetes tendencia a minták szemcse-összetétele és a hordalékkúpon elfoglalt helyzete között. Arra a megállapításra jutottam, hogy minták szemcse-összetételi változása a hordalékkúp esésével hozható összefüggésbe. A nagyobb esésű területeken – proximális (kb. 46-52 cm/km) és disztális (37-65 cm/km) rész – a minták homoktartalma 71,5-72%, míg átlagos d_{90} értéke 185-190 μm . A kisebb esésű területeken – középső (27-28 cm/km) és előtéri (7-9 cm/km) rész – a homoktartalom kicsivel kevesebb (60-70%), mint a meredekebb területeken, míg átlagos d_{90} értéke jóval kisebb 59-70 μm (5.14. ábra).

A legdurvább homokanyagot ($d_{90}=452,2 \mu\text{m}$) a hordalékkúp disztális részén található, holocén korú mederben (Sm) találtam meg. A legfinomabb homokanyagot ($d_{90}=53,1 \mu\text{m}$) pedig abban a pleisztocén-holocén határán aktív mederben (Oh), amely két idősebb övzátányának átlagos d_{90} értéke 234,4 és 254,2 μm .

Azonban a minták szemcse-összetétele jelentős mértékű eltéréseket mutathat a hordalékkúp azonos részein belül, hiszen a megmintázott zátonyfelszínek különböző mélységben és különböző korokban formálódtak. Az egyes időszakokat más-más hordalékhozam és szemcseméret jellemezte, így a különböző korú minták annak ellenére, hogy egyazon hordalékkúpi részen találhatóak nagymértékben különbözhetnek egymástól. Erre például szolgálnak a hordalékkúp proximális részén elhelyezkedő mintavételi pontok Şiria (Si), Horia (Ho) és Sânpaul (Sp). A legfinomabb homok frakciójú mederanyagot ($d_{90}=68,7 \mu\text{m}$) a pleisztocén korú ($14,6\pm 1,7 \text{ ka}$, ld. 5.3.2. fejezet), fonatos mintázatú siria-világosi meder (Si) zátony-anyaga képviseli. Ezzel szemben a szomszédos fiatalabb (Ho: $8,1\pm 1,1 \text{ ka}$, Sp: $5,3\pm 0,8 \text{ ka}$ és $8,5\pm 0,9 \text{ ka}$) meanderező medrek d_{90} értéke nagyobb (Ho= $73,5 \mu\text{m}$, Sp= $275,5$ és $344,4 \mu\text{m}$).



5.14. ábra: Zátony homok-anyag d_{90} -es értékének változása a minták korának és az egyes hordalékkúpi részek függvényében.

5.3.1.2. A minták szemcse-összetételi elemzése a hordalékkúp különböző mintázatú paleo-medreiben

Vizsgálataim során a különböző mintázatú paleo-medrek hordalékának szemcse-összetételét is összehasonlítottam. A hordalékkúp felszínén található fonatos mintázatú paleo-medrek zátony-anyagának átlagos d_{90} -es értéke 124,9 μm , míg a meanderező mintázatú medrek esetében ez az érték 159,5 μm . Ez ellent mond *Schumm* (1985) eredményeinek miszerint a fonatos és anasztomizáló mintázatú medrek durvább hordalékot szállítanak, mint a meanderező mintázatúak.

Azonban nem szabad figyelmen kívül hagyni a medrek tér és időbeli elhelyezkedését sem. Az idősebb medrek, amelyek a hordalékkúp enyhébb lejtésű területein találhatóak finomabb hordalékot raktak le, mint a fiatalabb medrek, amelyek a nagyobb esésű területeken. Ezért megvizsgáltam az egy azon hordalékkúpi részen található, közel hasonló korú, de más mintázatú medrek homokanyagát.

A peremi részen három különböző mintázattal rendelkező medret is találtam, melyek kora nagyon hasonló. A csabacsüdi, meanderező mintázatú meder (Cscs) idősebb övzátonya $15,1 \pm 1,9$ ezer éves, zátony-anyagát 195 cm mélységben találtuk meg, melynek d_{90} -es értéke 55,3 μm . A kövegyi (Ko) fonatos mintázatú meder $15,5 \pm 2,0$ ezer éves, a zátonyanyagát 175 cm mélységben találtuk meg, a homokanyag d_{90} -es értéke 106,7 μm . A nagyszénási (Nsz) anasztomizáló mintázatú meder mederközepi zátonyának kora $15,2 \pm 2,0$ ka, a zátonyanyagot szintén 175 cm mélységben találtuk meg, azonban a homokanyag d_{90} -es értéke finomabb, csupán 78,5 μm .

Tehát a meanderező mintázatú meder szállította a legfinomabb hordalékot, ami az anasztomizáló medrek esetében 40%-al durvább lehetett. A legdurvább hordalékot a fonatos mintázatú medrek szállíthatták, mely zátony-anyagának d_{90} -es értéke közel

kétszerese a meanderező meder d_{90} -es értékének. Így az egy azon hordalékkúpi részen található medrek estében beigazolódik, hogy az azonos korú fonatos és anasztomizáló medrek durvább homokanyagot szállítottak, mint a meanderező medrek.

5.3.1.3. A minták szemcse-összetételi elemzése a hordalékkúp meanderező mintázatú medrek övzátany-soraiból

A hordalékkúpon hat meder övzátanyosoraiból gyűjtöttünk mintát. Az övzátanyosorok közül háromtagú övzátanyosor található a makórákosi (MR), négytagú a mezőkovácsházi (Mkh) és hattagú az orosházi (Oh) medrek mentén, míg csupán kéttagú övzátanyosor található a Sânnicolau Mare közelében elhelyezkedő két darab (Sm és Sm-a) és a Csabacsúd (Cscs) mellett elhelyezkedő medrek esetében.

A kéttagú övzátanyosorok esetében a minták fiatalodásával a homokanyag finomodása figyelhető meg. A pleisztocén korú csabacsúdi (Cscs) meander esetében az idősebb övzátany anyagának d_{90} -es értéke $55,3\ \mu\text{m}$, míg az ugyanott elhelyezkedő fiatalabb övzátanyban a d_{90} -es érték $53,1\ \mu\text{m}$ -re csökken. Jóval nagyobb mértékű csökkenés jellemzi a holocén medreket: a Sânnicolau Mare-től északra található (Sm) meder esetében az idősebb övzátany anyaga $d_{90}=452,2\ \mu\text{m}$, míg a fiatalabbé csupán $d_{90}=65,2\ \mu\text{m}$. Hasonló módon az Sânnicolau Mare-től keletre található (Sm-a) medernél, ahol a d_{90} értéke $414,1\ \mu\text{m}$ -ről $189,5\ \mu\text{m}$ -re csökken a fiatal övzátany felé haladva.

A makó-rákosi meder (MR) esetében mind a három övzátanyból gyűjtöttünk mintát. Az övzátanyok kor adatait alapul véve megállapítható, hogy a legidősebb övzátany d_{90} -es értéke $63,9\ \mu\text{m}$, a középső, fiatalabb övzátany esetében d_{90} -es értéke megnő ($75,3\ \mu\text{m}$), majd újra csökkeni kezd ($70,2\ \mu\text{m}$).

A mezőkovácsházi (Mkh) meder esetében a mintavétel során a nagyméretű meander négy övzátanya közül a legidősebb és a legfiatalabbnak véltből vettünk mintát, illetve a meder talpában kialakult misfit meder övzátányát is megmintáztuk. A medrek kora alapján azonban megállapítottam, hogy a legfiatalabbnak vélt övzátany is a misfit meder övzátanya. Ez megjelenik a szemcse-összetételi vizsgálatokban is, hiszen a legidősebb övzátany homokanyagának d_{90} -es értéke $70,1\ \mu\text{m}$, míg a benne kialakult fiatalabb misfit vízfolyás két övzátányának anyaga $78,3\ \mu\text{m}$ -ról $61,4\ \mu\text{m}$ -re csökkent. A kanyarulat fejlődés általános szabályainak megfelelően a hordalék finomodása figyelhető meg a misfit meder övzátányainak esetben.

A minták szemcse-összetételi változásának magyarázata a minták morfológiai elhelyezkedésével és korával lehetséges. A mezőkovácsházi meder két fiatalabb, durvább d_{90} -es értékkel rendelkező övzátányát az a misfit vízfolyás alakította ki, amely bevágódott a meder talpába, átdolgozta a durvább fenékhordalékot, s ezt halmozta fel fiatalabb övzátányában (ld. 5.3.2. fejezet). A mezőkovácsházi meder futásvonalán gyűjtött másik minta a királyhegyesi (Kir) mederből származik, melynek d_{90} -es értéke $65\ \mu\text{m}$. Ez a két misfit meder – az újra aktívvá válást követően – kezdte táplálni a makó-rákosi medret, így annak fiatalabb övzátányaiban megjelenő durvább homok-anyag a misfit medrek hordalékából származhat.

Az orosházi (Oh) kanyarulat hattagú övzátanyosorának három tagjából vettünk mintát. Itt a homokanyag finomodása fokozatos és nagymértékű. A legidősebb övzátany homokanyagának d_{90} -es értéke $254,2\ \mu\text{m}$, az annál fiatalabbé $234,4\ \mu\text{m}$, míg a legfiatalabbé csupán $53,1\ \mu\text{m}$. A viszonylag durva homokanyag jelenléte azzal magyarázható, hogy ezt a hatalmas meanderekkel tagolt szakaszt egy fonatos mintázatú szakasz előzi meg, ahonnan durvább hordalék szállíthatott annak viszonylag nagy esése miatt. Méréseim szerint a fonatos szakasz esése $22,4\text{--}25,6\ \text{cm/km}$ közötti, míg a meanderező szakasz esése csupán $19,2\ \text{cm/km}$. A meanderező szakasz vízhozama

számításaim alapján $1231 \text{ m}^3/\text{s}$ lehetett, ami közel kétszerese a jelenlegi Maros mederkitöltő vízhozamának. Ez a hatalmas vízhozam szintén hozzájárulhatott a durva hordalék szállításához.

Az, hogy a legfiatalabb övzátóny anyaga ennyivel finomabb a kanyarulatfejlődés törvényszerűségeiből adódhat. Hiszen minél fejlettebb egy kanyarulat annál finomabb hordalék rakódik le az övzátonyaira, miközben a durvább homokanyag a kanyarulat belső ívétől távolabb a sodorvonalban szállítódik (Magilligan 1992).

5.3.2. OSL korok

Az OSL mérésekkel célom az volt, hogy a hordalékkúp felszínén lévő paleo-meder pászták korát meghatározzam, és a hordalékkúp fejlődésének utolsó stádiumát rekonstruáljam. Ugyanakkor, hogy a meanderező mintázatú medreknél meghatározhassam a kanyarulat fejlődés kezdetét és végét, a legidősebb és legfiatalabb övzátónyokat is megmintáztuk (I., VI., IX., XIII., XIV. és XVI. pászták), sőt helyenként a köztes övzátónyokból is vettünk mintát (5.10. táblázat) (Sümegehy *et al.* 2013, Kiss *et al.* 2014).

A vizsgált medrek kormeghatározása alapján megállapítható, hogy a hordalékkúp felszínén azonosított legidősebb meder folyóvízi aktivitása $18,7 \pm 2,3$ ezer éve, tehát a késő-pleniglaciális idején kezdődött, míg a legfiatalabb meder csupán $1,6 \pm 1,3$ ezer éves. A medrek kora alapján a pleisztocén során két olyan periódus (16-14 ezer és 13-10 ezer év között) különíthető el, amikor egyszerre, vagy gyorsan egymás után több medret táplálhatott a folyó, ami az intenzív avulziós folyamatok jelenlétére utal. Ezzel szemben a holocén során jóval kisebb aktivitás jellemezte a Marost.

Fluviális minták OSL kormeghatározásakor nem szabad figyelmen kívül hagyni, hogy a hordalék nullázódása nem feltétlenül teljes, tehát a mintában maradvány jelek maradhatnak (Hu *et al.* 2010). Ennek oka, hogy a hordalékszállítás során a homokszemcsék fénynek való kitettsége nem teljes a zavaros vízben, tehát a szemcsék lerakódása előtt nem történik meg a minták teljes mértékű nullázódása (Rittenour 2008, Lauer *et al.* 2010). A maradvány jelek jelenléte a minták korának túlbecsléséhez vezethet (Hu *et al.* 2010).

Ez a túlbecslés a marosi minták esetében is fenn állhat, hiszen a Maros rendkívül dinamikus rendszer, heves vízjárású és nagy hordalékhozamú folyó, mely nagy mennyiségű lebegtetett hordalékot szállít (Sipos és Kiss 2004). Az OSL minták pontosságának meghatározása érdekében megvizsgáltuk a Maros recens zátonyainak korát Apátfalvánál (Sipos *et al.* 2012). Az 1950-ben készített légifotón jól látszik az akkor még aktív fonatos mintázatú Maros meder, ami mára beerdősült és a folyó alacsony árterét képezi (5.15. ábra). A terepi viszonyok azonban jól kirajzolják az egykori zátonyfelszíneket. A mintavétel során két zátonyból vettünk mintát. Az első minta az 1950-es főmederhez közelebb eső zátony (A1; OSZ_786), melynek kora 30 ± 10 évesnek adódott, míg a másik a főmedertől távolabb eső zátony (A2; OSZ_779) kora 290 ± 50 éves.

A Maros meder szabályozása során a kanyarulatok átvágásának sorában az utolsó kanyarulat-átmetszést Apátfalvánál végezték 1871-ben. A szabályozások után itt a meder kiszélesedett és egy hatalmas zátonyrendszer alakult ki. Ez a zátony még az 1950-es légifotón aktívan formálódó homokfelületűnek látszik, de az 1960-as évektől stabilizálódott és növények telepedtek meg rajta. Tehát a megmintázott zátonyok minimum kora 60 év körül lehet. Ehhez képest az OSL korok fiatalabb illetve idősebb

kort is adtak, de utalnak a zátony recens jellegére. Ez a mérés azt bizonyítja, hogy az idősebb zátonyok anyagából mért kor – a mérési hibák mellett is – a zátony valós formálódásának idejét mutatja, azaz a nem teljes nullázódásból származó hibával nem kell számolnom.

5.10. táblázat: A Maros hordalékkúpon lévő paleo-medrek zátonyaiból gyűjtött minták főbb jellegzetességei és kora. A mintavételi helyek és a paleo-meder pászták a 4.4. ábrán vannak jelölve. w: nedvességtartalom (%); környezeti dózis értékek: U (ppm), Th (ppm), K (%); D* = dózisteljesítmény; D_e = egyenérték dózis

<i>Paleo-meder-pásztá Mintavételi hely</i>	<i>Minta száma</i>	<i>w (%)</i>	<i>Mélység (cm)</i>	<i>U (ppm)</i>	<i>Th (ppm)</i>	<i>K (%)</i>	<i>D* (Gy/ka)</i>	<i>D_e (Gy)</i>	<i>Kor (ezer év)</i>
I. (Mkh) Mezőkovács-háza	OSZ_612	11±2	225	1,84±0,09	7,65±0,38	1,31±0,07	2,21±0,24	41,40±3,00	18,7±2,3
	OSZ_610	17±3	225	2,28±0,11	9,53±0,48	1,58±0,08	2,51±0,22	32,36±2,34	12,9±1,4
	OSZ_608	9±2	255	1,67±0,08	6,67±0,33	1,13±0,06	1,99±0,23	22,70±2,72	11,4±1,7
III./a. (Kun) Kunágota	OSZ_769	10±1	105	1,71±0,11	6,62±0,15	1,25±0,04	2,08±0,16	33,81±0,84	16,3±1,3
III./b. (Ko) Köveg	OSZ_614	9±2	175	1,52±0,08	5,91±0,30	1,13±0,06	1,91±0,22	29,56±2,35	15,5±2,0
IV. (Ujf) Újfalu	OSZ_773	11±1	195	2,01±0,11	8,26±0,16	1,37±0,04	2,33±0,17	32,88±0,81	14,1±1,1
V. (Kir) Királyhegyes	OSZ_778	13±1	255	1,96±0,11	8,32±0,16	1,64±0,04	2,51±0,17	35,51±0,81	14,1±1,0
VI. (MR) Makó-Rákös	OSZ_602	15±3	255	1,70±0,08	7,14±0,36	1,30±0,06	2,05±0,20	33,47±2,85	16,3±1,9
	OSZ_604	18±4	275	2,13±0,11	8,37±0,42	1,39±0,07	2,23±0,18	31,77±2,31	14,2±1,4
	OSZ_606	20±4	295	2,19±0,11	9,27±0,46	1,54±0,08	2,37±0,19	31,46±2,95	13,3±1,4
VII. (Beka) Békéssámsón	OSZ_774	6±0,5	195	1,63±0,11	6,08±0,16	1,19±0,04	2,06±0,14	30,87±0,97	15,0±1,1
IX. (Oh) Orosháza	OSZ_616	5±1	165	1,10±0,05	4,41±0,22	1,18±0,06	1,84±0,25	18,67±1,87	12,4±2,1
	OSZ_618	5±1	115	1,17±0,06	4,75±0,24	1,11±0,06	1,81±0,25	20,77±2,49	11,5±1,9
	OSZ_620	18±4	215	2,27±0,11	8,20±0,41	1,55±0,08	2,38±0,20	22,91±3,12	9,6±1,3
X. (Nsz) Nagyszénás_1	OSZ_622	9±2	175	1,71±0,09	6,47±0,32	1,28±0,06	2,12±0,25	32,28±2,63	15,2±2,0
XI. (Ho) Horia - Újpanád	OSZ_661	10±2	115	2,05±0,10	8,54±0,43	1,77±0,09	2,73±0,30	21,87±2,05	8,0±1,1
XI. (Ket) Kétegyháza	OSZ_771	21±2	155	2,21±0,11	8,91±0,16	1,79±0,04	2,54±0,19	25,61±0,89	11,1±0,8
XI. (Nagy) Nagyszénás_2	OSZ_776	12±1	135	2,24±0,11	8,65±0,16	1,39±0,04	2,41±0,16	31,15±1,00	12,9±1,0
XII. (Kon) Kondoros	OSZ_777	8±1	185	1,78±0,11	7,07±0,16	1,36±0,04	2,27±0,21	32,77±0,92	14,5±1,4
XII. (Si) Şiria - Világos	OSZ_657	12±2	205	1,82±0,09	7,07±0,35	1,26±0,06	2,10±0,19	30,61±2,72	14,6±1,7
XIII. (Cscs) Csabacsúd	OSZ_626	13±3	195	2,16±0,11	8,08±0,40	1,17±0,06	2,14±0,23	35,96±3,29	15,1±1,9
	OSZ_624	9±2	165	2,31±0,12	8,36±0,42	1,30±0,06	2,39±0,28	34,09±2,95	14,3±1,9
XIV. (Sp) Sánpaul-Szentpál	OSZ_654	20±4	155	0,96±0,05	4,46±0,22	1,26±0,06	1,63±0,13	13,98±1,42	8,5±0,9
	OSZ_655	5±1	95	0,75±0,04	3,26±0,16	1,14±0,06	2,10±0,19	11,03±1,82	5,3±0,8
XIV. (Sm) Sânnicolau Mare Nagyszentmiklós	OSZ_665	6±1	115	0,99±0,05	3,82±0,19	1,20±0,06	1,77±0,21	10,82±1,76	6,1±1,1
	OSZ_667	8±2	165	1,02±0,05	4,36±0,22	1,23±0,06	1,81±0,17	6,34±0,64	3,5±0,4
XVI. (Sm-a) Sânnicolau Mare Nagyszentmiklós	OSZ_659	3±1	115	1,31±0,07	5,10±0,25	1,20±0,06	1,99±0,24	3,22±0,61	1,6±0,3
	OSZ_660	7±1	65	1,32±0,07	5,06±0,25	1,28±0,06	1,98±0,21	3,71±0,45	1,9±0,3
XVIII. (Lo) Lovrin Lórántfalva	OSZ_664	6±1	125	1,43±0,07	6,29±0,31	1,28±0,06	2,11±0,25	15,08±1,61	7,1±1,0



5.15. ábra: 1950-es légi felvétel és 2013-as Google Earth felvétel a Maros apátfalvi szakaszáról

A hordalékkúp felszínén talált legidősebb meder az I. pásztában található (mezőkovácsházai meder), melynek legidősebb övzátónya $18,7 \pm 2,3$ ezer éves, míg legfiatalabb övzátónya csupán $11,4 \pm 1,7$ ezer éves. Tehát ez a meder akár 10 ezer éven át aktív lehetett, vagy időszakosan aktívvá válhatott. A hordalékkúp felszínén azonosított és megmintázott legfiatalabb meder a hordalékkúp romániai részén helyezkedik el. Két övzátónya csupán $1,9 \pm 1,3$ és $1,6 \pm 1,3$ ezer éves és jelenleg az Aranka táplálja.

A különböző korú medrek térbeli elhelyezkedése jellegzetes trendet mutat, amelyet az 5.4. fejezetben ismertetek. Általánosságban megállapítható, hogy a pleisztocén végén a Maros a hordalékkúp északi, magyarországi részét építette, majd egy hirtelen avulzió hatására délre fordult kb. 8-9 ezer évvel ezelőtt.

5.3.3. Részösszegzés

A hordalékkúpon végzett szemcse-összetételi vizsgálattal arra kerestem a választ, hogy a szemcseeloszlás változik-e a hordalékkúp egészen, az egyes mintázatok között, illetve egy-egy kanyarulat övzátónysorán belül.

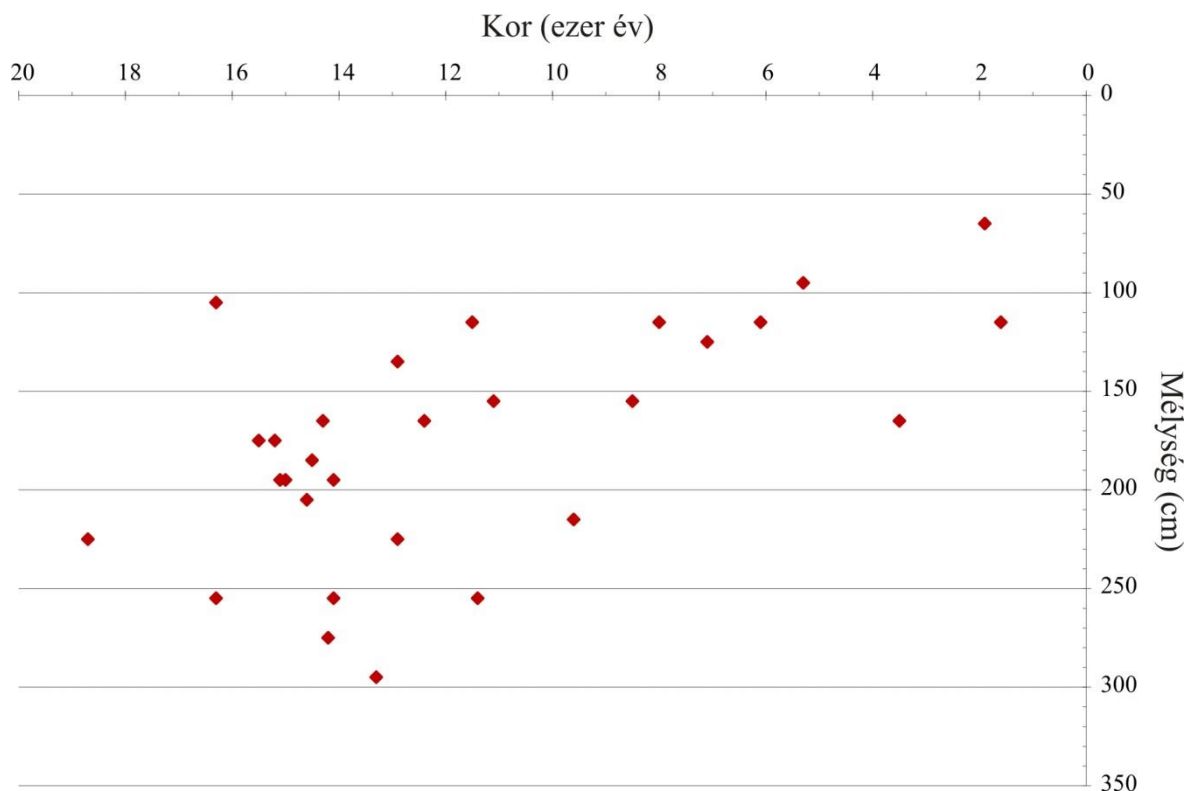
A megmintázott zátonyok homokanyagának összetételét két tényező befolyásolta leginkább: a minták kora és a hordalékkúp esés viszonyai. A pleisztocén korú minták nagyobb mélységben helyezkednek el (105-295 cm), mint a holocén korú, fiatalabb minták (65-165 cm) (5.16. ábra). Ugyanakkor ez időarányosan nem jelent lassuló ártérfeltöltődést, hiszen $1,45\text{-}2,83$ cm/100 év között lehetett mindkét időszakban a feltöltődés üteme. Ez jóval kisebb, mint a Maros hullámterére ma jellemző $2,3 \pm 0,3$ cm/év (Kiss *et al.* 2011), ami az ármentesítéssel létrehozott szűk hullámtér következménye.

A minták szemcse-összetételi vizsgálata általánosságban azt az eredményt adta, hogy a holocén korú homokminták durvább összetételűek, mint a pleisztocén korúak. Ez arra enged következtetni, hogy a megmintázott holocén homokzátonyok nagyobb energiájú közegben formálódtak, azaz a Maros energiája nagyobb lehetett a holocén során, mint a pleisztocénben, illetve némileg durvább lehetett a hordalékhozama is.

Összefüggést lehet felfedezni a minták szemcse-összetétele és a hordalékkúp esése között is. A hordalékkúp nagy esésű területekein (proximális és disztális rész) a minták homoktartalmának átlagos d_{90} -es értéke 185-190 μm , míg a kisebb esésű területeken (középső és előtéri rész) az átlagos d_{90} -es érték jóval kisebb 59-70 μm úgy, hogy a minták homoktartalma mind a négy hordalékkúpi részen közel azonos (60-70%).

A meder-mintázat szerepét a szemcse-összetétel alakulásában az egy azon hordalékkúpi részen található különböző mintázattal, de közel azonos korról

rendelkező minták esetében tudtam igazolni. A legnagyobb d_{90} -es értékkel a hordalékkúp peremi részén található fonatos mintázatú meder (Ko) homokanyaga rendelkezik, míg az anasztomizáló meder (Nsz) homokanyaga meghaladja a meanderező mintázatú (Cscs) meder d_{90} -es értékét. Tehát az egy azon hordalékkúpi részen található, hasonló korú medrek estében beigazolódnak a Schumm (1985) által leírtak, miszerint a fonatos és anasztomizáló mintázatú medrek durvább homokanyagot szállítanak, mint a meanderező mintázatúak.



5.16. ábra: A zátony homok-anyag mélység és a minták kora közötti összefüggés

A meanderező mintázatú kanyarulatokban jellemző, hogy az övzátonyok fiatalodásával a homokanyag finomodása is bekövetkezik. Ez megegyezik az aktív medrek kanyarulat fejlődése során tapasztaltakkal (Magilligan 1992). Azon paleo-meder esetében, amelyekben misfit meder alakult ki (Mkh), az övzátonyok szemcse-összetételében más tendencia érvényesül. Ezen medrek esetében a legidősebb övzátony homokanyaga finomabb, mint a medertalpon később kialakult misfit meder homokanyaga, hiszen a későbbi vízfolyás a korábbi nagyobb medertalp durva fenékhordalékát dolgozta át. Ezért a hordalék finomodása csupán a misfit meder övzátonysorainál figyelhető meg.

A vizsgált 29 darab homokminta OSL kormeghatározása azt az eredményt adta, hogy a hordalékkúp felszínén lévő medrek alapján a hordalékkúp fejlődéstörténetének csak az utolsó $18,7 \pm 2,3$ ezer éve rekonstruálható. Az ennél idősebb medreket a Maros felszínén azonosítható medrei felülírhatták illetve betemethették. A hordalékkúp legfiatalabb medre a hordalékkúp romániai részén helyezkedik el és zátonya csupán $1,6 \pm 1,3$ ezer éves.

A medrek kora alapján megállapítható, hogy pleisztocén során két olyan periódus is elkülöníthető (16-14 ezer és 13-10 ezer év között), amikor gyakran áttevődött a meder a hordalékkúpon, ami intenzív avulziós folyamatok jelenlétére utal, míg a holocén során ez az aktivitás jelentős mértékben lecsökkent.

Korábbi kutatások során azonban a jelen tanulmányban meghatározott legidősebb medreket egyesek idősebbnek (Borsy 1989), mások jóval fiatalabbnak (Mike 1991) vélték.

5.4. A MAROS FUTÁSVONALÁNAK VÁLTOZÁSAI

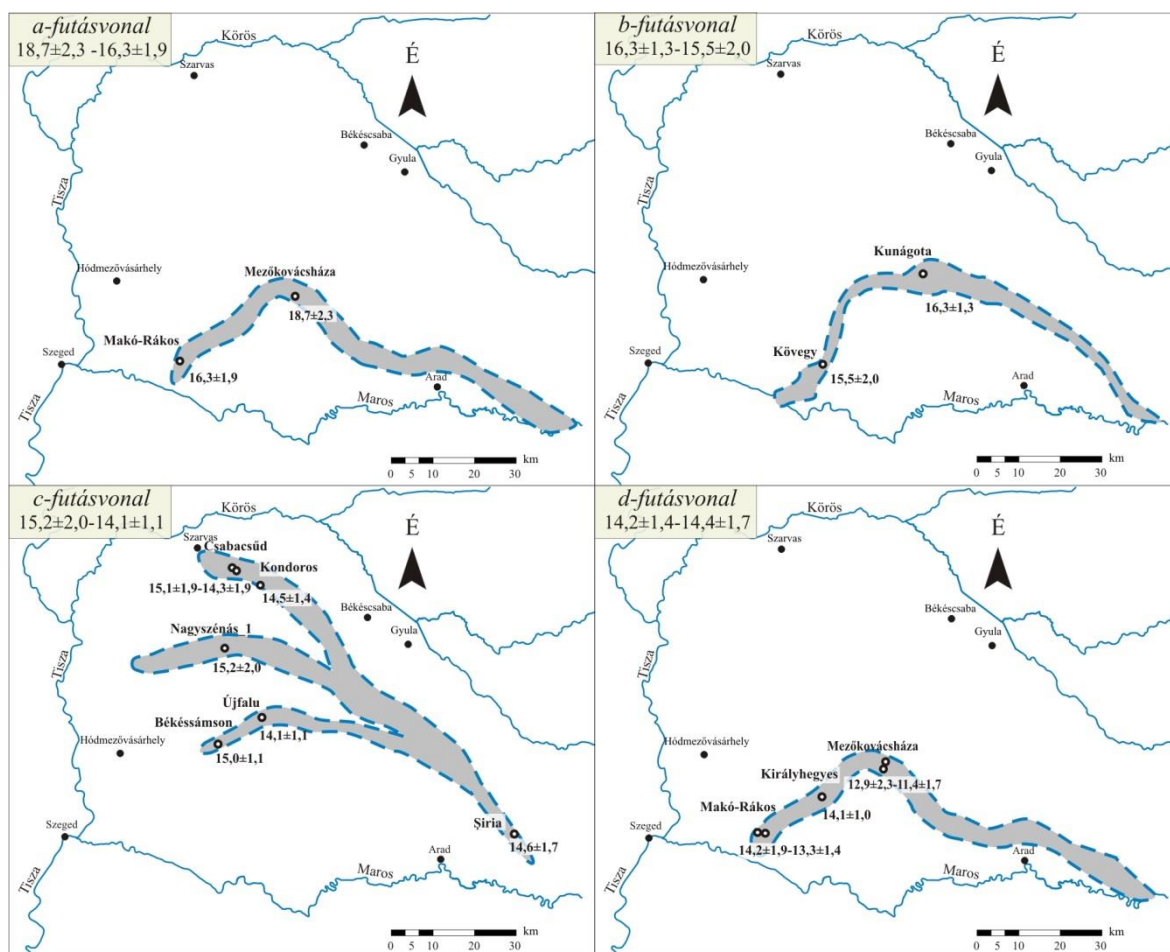
A hordalékkúp felszínén meghatározott legidősebb meder kora $18,7 \pm 2,3$ ezer évre tehető, míg a legfiatalabb $1,6 \pm 0,3$ ezer éves, tehát a felszínt behálózó paleo-medrek alapján a hordalékkúp felszínfejlődése a würm végétől rekonstruálható (5.11. táblázat). Mivel egy kanyarulatban gyakran megmintáztuk az övzatonysor első és utolsó tagját is, így lehetőség nyílt arra, hogy meghatározzuk a Maros adott futásvonalon történő megjelenésének és utolsó aktív mederformálásának időpontját.

5.11. táblázat: A hordalékkúp felszínén található medrek kora a késő-glaciálistól napjainkig. A medrek mintázata: M: meanderező, A: anasztomizáló, F: fonatos, Mf: misfit

Paleo-meder pászta Mintavételi hely	Kor (ezer év)	Meder mintázat	Futásvonal
I. (Mkh) Mezőkovácsháza	18,7±2,3	M	a
VI. (MR) Makó-Rákos	16,3±1,9	M	
III./a. (Kun) Kunágota	16,3±1,3	F	b
III./b. (Ko) Kövegy	15,5±2,0	F	
X. (Nsz) Nagyszénás_1	15,2±2,0	A	c
XIII. (Cscs) Csabacsüd	15,1±1,9	M	
	14,3±1,9		
VII. (Beka) Békéssámson	15,0±1,1	A	
XX. (Si) Şiria - Világos	14,6±1,7	F	
XII. (Kon) Kondoros	14,5±1,4	M	
IV. (Újf) Újfalu (meder)	14,1±1,1	A	
VI. (MR) Makó-Rákos	14,2±1,4	M	d
	13,3±1,4		
V. (Kir) Királyhegyes	14,1±1,0	Mf	
I. (Mkh) Mezőkovácsháza	12,9±1,4	Mf	
	11,4±1,7		
XI. (Nagy) Nagyszénás_2	12,9±1,0	M	e
XI. (Ket) Kétegyháza	11,1±0,8	M	
IX. (Oh) Orosháza	12,4±2,1	M	
	11,5±1,9		
	9,6±1,3		
XI. (Ho) Horia - Újpanád	8,0±1,1	M	f
XV. (Sp) Sânpaul - Szentpál	8,5±0,9	M	
XVIII. (Lo) Lovrin - Lórántfalva	7,1±1,0	F	
XIV. (Sm) Sânnicolau Mare - Nagyszentmiklós	6,1±1,1	M	g
	3,5±0,4		
XV. (Sp) Sânpaul - Szentpál	5,3±0,8	M	h
XV. (Sm-a) Sânnicolau Mare - Nagyszentmiklós	1,6±0,3	M	
	1,9±0,3		

A legidősebb felszínen azonosítható paleo-meder (*a-futásvonal*) $18,7 \pm 2,3$ ezer évtől $16,3 \pm 1,9$ ezer évvel ezelőttig lehetett aktív a hordalékkúp középső részén (5.17. ábra). A meanderező mintázatú paleo-meder a Battonyai-hát kiemelkedését észak felől kerülte meg, majd ívesen haladt a Tisza felé (Kiss et al. 2013). Az a-futásvonallal nagyon hasonló korú ($16,3 \pm 1,3$ – $15,5 \pm 2,0$ ezer év) a *b-futásvonal*, azonban elkülönítése azért

indokolt, mert ez a meder fonatos mintázatot vett fel. A b-futásvonal proximális szakasza északabbra tolódott, majd hirtelen délnyugatnak fordult, megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését és részben átdolgozva az előző medergeneráció medrét.

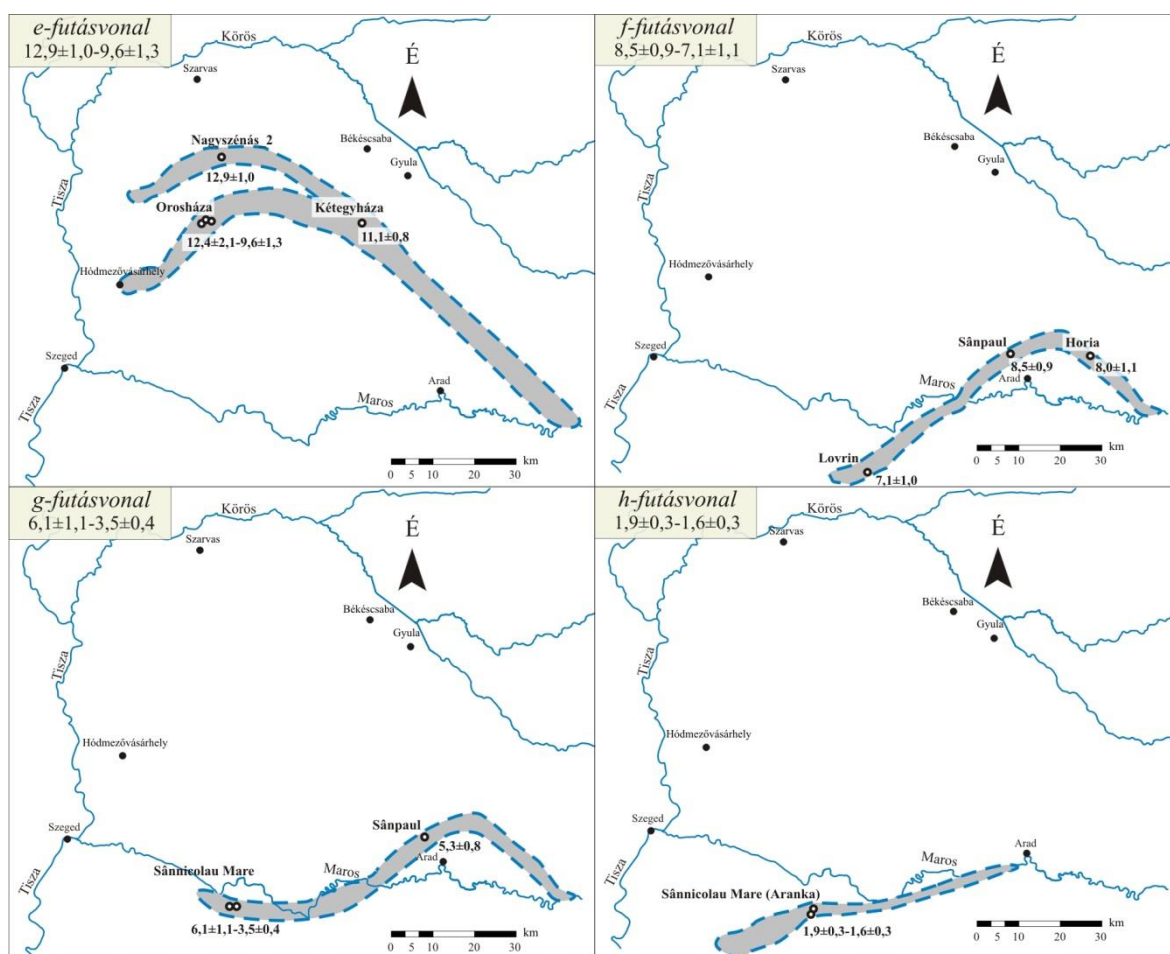


5.17. ábra: Pleisztocén kori futásirányok a Maros hordalékkúp felszínén

A *c-futásvonal* megközelítőleg $15,2\pm2,0$ – $14,1\pm1,1$ ezer évvel ezelőtt volt aktív. Ekkor a Maros a hordalékkúpján még északabbra tolódott, és legyezőszerűen három irányba futott. A legészakabbi ágat a csabacsúdi meder ($15,1\pm1,9$ – $14,3\pm1,9$ ka; XIII. paleo-meder pászta), a XII. pásztából származó, kondorosi ($14,5\pm1,4$ ka) és a nagyon hasonló korú Romániában található şiriai/világosi meder ($14,6\pm1,7$ ka) alkothatta (5.17. ábra, XII. pászta). A XII. pászta világosi medre mintázatát tekintve fonatos, majd a kondorosi meder fonatosból vált át meanderezővé (5.17. ábra; *c-futásvonal*). Feltehetőleg a csabacsúdi paleo-medernek a korát határozta meg Nádor et al. (2007a), amely mérés szerint a minta $15,4\pm1,3$ ezer éves, tehát a hibahatárok figyelembe vételével a mért koradatok nagyon hasonlóknak adódtak. A futásvonal középső ágát a nagyszénási meder alkothatta, melynek mintázata anasztomizáló és nagyon hasonló korú ($15,2\pm2,0$ ka) mint az északi ág medre. A *c-futásvonal* déli ágát az anasztomizáló mintázatú IV. paleo-meder pásztából származó újfalui és a VII. pásztából származó békéssámsóni minták alkotják, melyek kora ($15,0\pm1,1$ – $14,1\pm1,1$ ezer év) és mintázata is nagyon hasonló. Összességében ezen paleo-medrek egymást jelentős mértékben átfedő OSL korai arra engednek következtetni, hogy ebben az időszakban a folyó egyszerre több ágat is táplálhatott, vagy gyakran változtatta medrét.

A legrégebbi, *a-futásvonal* medrei képviselik a *d-futásvonalat* (5.17. ábra, $(14,2\pm1,4$ ka és $11,4\pm1,7$ ka), melyek helyenként egykori medrük talpában bevágódva alakítottak ki kisebb kanyarulati paraméterekkel jellemzett misfit medreket, helyenként az egykori meanderező mintázatú vízfolyás vált újra aktívvá.

Megközelítőleg $12,9\pm1,0 - 9,6\pm1,3$ ezer éve a Maros két medret táplálhatott (*e-futásvonal*). Az északi medre a délkeletről ívesen északnyugat felé tartó meder, mely a Kétegyháza, Nagyszénás vonalon (XI. pászta) helyezkedik el. Mintázatát tekintve meanderező, kora $12,9\pm1,0 - 11,1\pm0,8$ ezer év. Az ebben az időszakban táplált másik Maros meder visszatért a hordalékkúp középső részére, és $12,4\pm2,1 - 9,6\pm1,3$ ezer év között lehetett aktív (5.17. ábra). Ennek a paleo-medernek az a jellegzetessége, hogy, anasztomizálóból fonatosba, majd fonatosból meanderezőbe, alsóbb szakaszán ismét fonatos mintázatba vált át, aminek oka a hordalék hozamában és szemcseméretében, illetve az esésben bekövetkező változásokban keresendő (Katona et al. 2012a).



5.18. ábra: Késő-pleisztocén, holocén korú futásirányok a Maros hordalékkúp felszínén

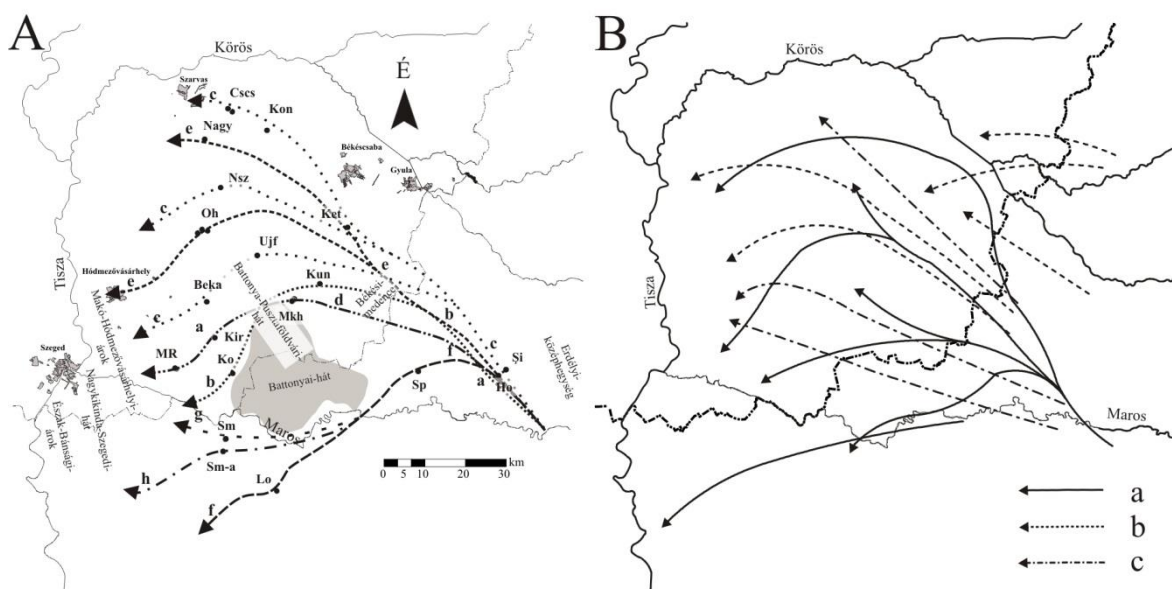
A Maros futásvonalában (*f-futásvonal*) a következő nagy átrendeződés a holocénben lehetett, hiszen $8,5\pm1,1$ ezer évvel ezelőtt a Maros a hordalékkúp déli, romániai részét kezdte építeni úgy, hogy először észak felé kanyarodott, majd a Battonyai-hátat délről megkerülve délnyugat felé vette útját (5.18. ábra). A futásvonal kezdetét jelző horiai-újanádi meder meanderező mintázatú, kora $8,0\pm1,1$ ezer év, majd a meder folytatását a szeptpáli (Sânpaul) meanderező meder idősebb övzátánya ($8,5\pm0,9$ ka) jelzi. A Maros ezután délnyugat felé folyhatott, melyet a $7,1\pm1,1$ ezer éves lórántfalvi (Lovrin) fonatos meder jelez.

A délnyugati irányú meder ezután nyugatra fordult és a **g-futásvonal** mentén $6,1\pm 1,1 - 3,5\pm 0,4$ ezer évig lehetett aktív. Ezt az $5,3\pm 0,8$ ezer éves szentpáli (Sânpaul) és a $6,1\pm 1,1 - 3,5\pm 0,4$ ezer éves nagyszentmiklósi (Sânnicolau Mare) meanderező mintázatú paleo-meder jelzi. Ez az irány a mai Maros mederrel csaknem párhuzamosan futott.

A legfiatalabb paleo-meder ($1,9\pm 0,3$ ka és $1,6\pm 1,3$ ka) egy darabig a jelenkori Maros medrét követhette (**h-futásvonal**), majd délnyugat felé fordult (5.18. ábra). Ma ebben a mederben található az Aranka Nagyszentmiklós közelében. A Maros tehát csupán 1-2 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét, hordalékkúpjának középső tengelyében.

Részösszegzés

A medrek futásvonalának, mintázatának és korának ismeretével a Maros hordalékkúp felszínén nyolc egykori meder irányt különítettem el. A legidősebb futásvonalak (**a** és **b**) a Maros hordalékkúp tengelyében, a Battonyai-hát megkerülésével futnak keletről ívesen nyugati irányba (5.19. ábra).



5.19. ábra: A Maros futásirányának összehasonlítása más kutatók eredményeivel: A: paleo-meder pászták kora alapján meghatározott egykori folyásirányok (a–h), a paleo-meder pászták kora és főbb jellemzőik az 5.11. táblázatban található; B: Mike (1975b) és Borsy (1989) által meghatározott folyásirányok, ahol a: felszínen azonosított irányok (Mike 1975b), b. késő-glaciálisig aktív és c. késő-pleniglaciális elejéig aktív hordalékkúpi részek (Borsy 1989)

Ezek után a Maros futásvonala északabbra tevődött és három különböző irányba futhatott egy időben a Tisza irányába. Ezt a **c-futásvonal** bizonyítja, amely a hordalékkúp északi részét sűrűn behálózza. Ezzel közel egyidőben az a-futásvonal medrei ismét aktívvá válhattak és misfit vízfolyásokat alakíthattak ki az egykori meder talpában (**d-futásvonal**). Ezeknél a medreknél kicsit fiatalabbak az **e-futásvonal** medrei, melyek ismét a hordalékkúp északi részét építhették.

Az ezt követő időszakban nagy változás zajlott, hiszen a holocén elején a medrek egy avulziót követően délnyugat felé fordultak, a Battonyai-hát kiemelkedését délről kerülték és a hordalékkúp romániai részének építésébe kezdtek. A déli rész legidősebb iránya az **f-futásvonal**, amely disztális részének áthelyeződésével alakulhatott ki a kicsit fiatalabb **g-futásvonal**. A legfiatalabb, **h-futásvonal** mentén található a jelenlegi Aranka medre.

A meghatározott futásvonalak közül egyesek egybe esnek a korábbi kutatások eredményeivel, melyek közül *Mike* (1975b) a hordalékkúp felszínén azonosítható futásirányokat határozta meg, míg *Borsy* (1989) a késő-glaciálisig aktív és a késő-pleniglaciális elejéig aktív hordalékkúpi részeket különítette el (5.19. ábra). *Mike* (1975a, 1991) további munkái során mélyfúrások és földtani szelvények – a folyó által lerakott hordaléksávok – alapján azonosította a folyó egykori futásvonalait. A medrek korát az éghajlati változásokat tükröző üledékritmusok alapján állapította meg.

Borsy (1987,1989) szerint a felső-pleniglaciális során a Maros a Kevermes – Megyesegyháza – Orosháza – Fábiánsebestyén irányt vette fel. *Mike* (1991) vizsgálatai alapján a Maros a pleisztocén végén a Dombiratos – Kevermes – Földeák irányt vette fel (**b**-futásvonal). A holocén során előbb Kürtös – Kevermes (**e**), majd Sikló – Békés – Kondoros (**c**), később Ópálos – Kürtös – Nagykamarás – Orosháza felé kanyarodott (**e**), majd a Kisiratos – Dombegyház – Mezőhegyes – Makó irányt vette fel (**a**) és a legkésőbbi futásvonala a mai Száraz-ér nyomvonala lehetett. *Somogyi* (1961) szerint a Maros utolsó főmedre a Hajdú-völgy lehetett (**e**-futásvonal északi ága), míg a Kurcához vezető Veker-, Kórógy- és Mágos-erek a hajdú-völgyi pleisztocén Maros torkolatágai.

Tehát a hordalékkúp felszínén azonosított **a**, **b**, **c** és **e**-futásvonalak megegyeznek a *Mike* (1975a) és *Somogyi* (1961) által leírt irányokkal, az **f** és **h**-futásvonalak pedig a *Mike* (1975b) által azonosított medrekkel (5.19. ábra). A **c**-futásvonal nagyon hasonló irányú, mint a *Borsy* (1989) által leírt, felső-pleniglaciális során aktív meder.

A medrek korának vizsgálata alapján jelentős eltéréseket tapasztaltam. Az **c**-futásvonal nagyon hasonló irányú, mint a *Borsy* (1989) által leírt, késő-glaciálisig aktív medrek, és aktivitásuk vége is ($15,2 \pm 2,0$ – $14,1 \pm 1,1$ ezer év) a késő-glaciálisba esik. Az **a**- és **b**-futásvonal medrei vizsgálataim alapján $18,7 \pm 2,3$ – $15,5 \pm 2,0$ ezer évesnek adódtak, amit *Borsy* szintén késő-pleniglaciális korúnak tartott, igaz kicsit idősebbnek vélte őket. Azonban *Borsy* (1989) ezen medrek futását nem ívesen jelölte (a Battonyai-hát kiemelkedésének megkerülésével), hanem egyenesen a kiemelt felszínen át. A *Mike* (1991) által, az üledékritmusok alapján meghatározott medrek kora azonban jelentősen eltér az általam meghatározott koroktól, hiszen az általa holocén korúnak tartott medrek méréseim alapján pleisztocén korúnak adódtak.

5.5. FEJLŐDÉSTÖRTÉNETI REKONSTRUKCIÓ

A területet érő süllyedések és emelkedések hatására a pleisztocén, holocén időszakok során jelentős mértékű változáson ment keresztül a vízhálózat elrendeződése. A tektonikus mozgásokra és a klimatikus viszonyok (csapadék, hőmérséklet) és a növényzet változásaira a vízrendszer az addigi egyensúly megbomlásával válaszolt. A lefolyás és az esés viszonyok változása a medrek vízhozamának megváltozásához vezetett, ami a klimatikus változások eredményeképp a hordalékhozam változását okozta. Ezek együttesen eredményezték a medrek mintázatváltozását (5.20. ábra).

Az egykori vízhozam és kor adatok ismeretével az adott időszakot jellemző hidrológiai viszonyokra lehet következtetni. A medrek mintázatának és a hordalékkúp esésviszonyainak ismeretével pedig a medrek futásvonala rajzolódik ki. Így térben és időben következtethetünk arra, hogy mikor, merre futhatott a folyó, melyik részét használta, építette hordalékkúpjának.

Azonban a korábbi kutatások során az egyes időszakok kor felosztása nem egységes, ezért a *Nádor et al.* (2007a) által meghatározott korbeosztást használtam fel, azzal a kiegészítéssel, hogy a késő-glaciális Bölling és Alleröd interstadiálisa közötti rövid, hűvös időszakot korábbi kutatások eredményeit alapul véve idős Dryasnak neveztem (*Brauer et al.* 1999, *Litt és Stebich* 1999, *Gábris et al.* 2012). Azon

kutatások eredményeit (pl. *Járainé Komlódi* 1966, 1969, *Lovász* 2002, *Sümei és Törőcsik* 2007), melyek a korbeosztáshoz más időskálát alkalmaztak igyekeztem beillesztettem az általam használt kortáblába.

A hordalékkúp felszínén azonosított legidősebb, **a-futásvonal** kelet-nyugat irányban ívesen futva észak felől kerüli a Battonyai-hát kiemelkedését (5.19. ábra). A futásvonalat az **Mkh** és **MR** jelzésű minta képviseli. A meder aktivitásának fő időszaka $18,7 \pm 2,3$ – $16,3 \pm 1,9$ ka, ami a késő-pleniglaciális **Ságvár-Lascaux interstadiális** idejére tehető. Ekkor meleg és nedves klíma uralkodott (*Sümei és Törőcsik* 2007). A júliusi átlagos középhőmérséklet $16-17$ °C lehetett (*Nádor et al.* 2007a), mely hozzá járulhatott a sűrű növényzet kialakulásához. *Nádor et al.* (2007a) szerint ebben az időszakban a növényzet átmenetet képezhetett a sztyepp erdő és zárt erdő között. A folyóparton megtelepedő sűrű vegetáció és a finom szemcsés szállított hordalék ($d_{90}=61,4-78,3$ μm) okozhatta a meder meanderező mintázatának kialakulását is, hiszen a zárt növényzet csökkenthette az oldalazó erózió mértékét, így a szállított hordalék mennyiségét és minőségét, ami meanderező mintázat kialakulásához vezethetett (*Brooks et al.* 2003, *Tooth et al.* 2009). A meder szélesség átlagos értéke 30-90 m között változik, míg mélysége *Katona et al.* (2012a) mérései alapján 3 m körüli.

A meanderező mintázatú vízfolyás esése 10,8 cm/km és 16,7 cm/km közötti, átlagos mederkitöltő vízhozama a hordalékkúp középső részén (**Mkh**) 208-250 m^3/s , míg a peremi részen (**MR**) 1079 m^3/s -nak adódott, amit az északról érkező medrek többlet vízhozama eredményezhetett. Ez a vízhozam közel 58%-al nagyobb a Maros jelenlegi mederkitöltő vízhozamánál (680 m^3/s , *Sipos* 2004). Tehát a relative nagy vízhozam, kis esés, kismértékű oldalazó erózió és a meleg, nedves klímán záródó partmenti növényzet járulhatott hozzá a meanderező mintázatú a-futásvonal kialakulásához.

A **b-futásvonal** az a-futásvonalnál északabbra tolódott a hordalékkúp felső, proximális részén (**Kun**), majd hirtelen irányváltotatással délnyugatnak fordult, megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését (**Ko**) és a peremi, disztális részen keresztezte az a-futásvonalat (5.19. ábra). A meder $16,3 \pm 1,3$ – $15,5 \pm 2,0$ ka volt aktív, ami a **legidősebb Dryas** hűvösebb időszakára esett. A júliusi középhőmérséklet csupán $12-15$ °C volt (*Nádor et al.* 2007a), míg a januári középhőmérséklet -1 °C körül lehetett (*Szőör et al.* 1989). A hűvösebb klímán átalakult a növényzet is, hiszen a sűrű, zárt vegetációt nyílt, hideg lösz sztyepp váltotta fel (*Nádor et al.* 2007a). Ez összecseng *Sümei és Törőcsik* (2007) vizsgálataival, aki szerint ezt az időszakot hidegkedvelő, tundrai növényzet megjelenése jellemezte. A hűvösebb, szárazabb rövid periódus során a ritkuló növényzet megkönnyítette a vízfolyás oldalirányú erózióját, a szállított hordalék mennyiségének és méretének megnövekedését ($d_{90}=78,5-106,7$ μm) okozhatta, ami együttesen a fonatos mintázat megjelenését eredményezte. A meder öv szélessége 1,9-3,5 km között változik, míg mélysége *Katona et al.* (2012a) mérései alapján 2,69 m. A kialakult fonatos meder esése nagyobb (10,5-25,7 cm/km), mint az előző periódust jellemző meanderező mintázatú vízfolyásé. Ez összecseng *Leopold és Wolman* (1957) és *Ori* (1982) vizsgálataival, miszerint a fonatos mintázatú medrek esése nagyobb, mint a meanderező mintázatú medreké. Az időszak vége felé közeledve nőtt a csapadék mennyisége (*Nádor et al.* 2007a), ami a *Katona et al.* (2012a) által a fonatos mederre meghatározott hatalmas, 1890 ± 150 m^3/s -os mederkitöltő vízhozamokat eredményezhette. Ez a vízhozam közel duplája az előző periódusban számított mederkitöltő vízhozamnak.

A **c-futásvonal** a hordalékkúp proximális részén a b-futásvonalat követte, de a középső és peremi részeken még északabbra tolódott és legyezőszerűen három irányba futott. A legészakabbi ág (**Si**, **Kon**, **Cscs**) $15,1 \pm 1,9$ – $14,3 \pm 1,9$ ka, aktivitásának időszaka

az **idős Dryas** és a késő-glaciális **Bölling interstadiális** idejére tehető. A futásvonal középső ága (**Si, Nsz**) $15,2 \pm 2,0 - 14,6 \pm 1,7$ ka volt aktív, az **idős Dryas** idején, amikor a meder délebbre tevődött és ívesen tartott a Tisza irányába (5.17. ábra). A futásvonal déli ágá (**Si, Ujf, Beka**) $15,0 \pm 1,1 - 14,1 \pm 1,1$ ka, aktivitási időszaka szintén az **idős Dryas** és a késő-glaciális **Bölling interstadiális** idejére tehető.

A futásvonal aktivitása a késő-pleniglaciális és a késő-glaciális ármeneti időszakára tehető, amikor fokozatosan melegedő és nedvesedő éghajlat uralkodott, az átlagos júliusi középhőmérséklet $12-15\text{ °C}$ -ról $15-17\text{ °C}$ -ra emelkedett (Nádor et al. 2007a), míg a januári középhőmérséklet -7 °C -ról -3 °C -ra (Járainé Komlódi 1966, 1969). A nyílt, száraz, hideg lösz-sztyepp vegetáció fokozatosan alakult át vegyes lombhullató erdővé (Nádor et al. 2007a), amelyben a luc- és erdeifenyő mellett lombos fák fajai is megjelentek (Sümegi és Törőcsik 2007). Ez a melegedő klíma a medrek vízhozamában és mintázatában is megmutatkozhatott. A legészakabbi ág (**Si, Kon, Cscs**) a hordalékkúp felső és középső részén fonatos mintázatú ($d_{90}=68,7\text{ }\mu\text{m}$), majd a peremi részen meanderező mintázatot vett fel, melynek mederkitöltő vízhozama 374 és $1004\text{ m}^3/\text{s}$ -nek adódott, d_{90} -es értéke pedig $53,1-70,0\text{ }\mu\text{m}$. Ez azt bizonyítja, hogy a klíma fokozatos melegedésével és a zártabb növényzet kialakulásával csökkent a felszíni lefolyás mértéke, ami a meder mintázatában és vízhozamában is megmutatkozott. Ez az északi meder ág (Cscs: $15,1 \pm 1,9 - 14,3 \pm 1,9$ ka, Kon: $14,5 \pm 1,4$ ka) nagyon hasonló korú a Nádor et al. (2007a) által meghatározott ($15,4 \pm 1,3$ ka) egykori vízfolyással. A Maros ezen ága építhette a Kárpát-medencébe benyúló fiókhordalékkúpot.

A középső (**Si, Nsz**) és déli ág (**Si, Ujf, Beka**) mintázatát tekintve a hordalékkúp proximális részén fonatos, míg a centrális és disztális részeken anasztomizáló. A mederközepi zátonyok szemcseösszetételi vizsgálata alapján a minták d_{90} -es értéke $63,1-78,5\text{ }\mu\text{m}$ között változik. A meanderező mintázatú szakaszok szélessége $90-230\text{ m}$ közötti, míg mélysége a csabacsüdi meder esetében $2,1\text{ m}$ -nek adódott. Az anasztomizáló meder öv átlagos szélessége $1200-2400\text{ m}$ között változik, az újfalui meder mélységét $1,95\text{ m}$ -nek határoztuk meg. A hordalékkúp felső részé található fonatos meder szakasz szélessége $1400-1500\text{ m}$ körüli.

Azt, hogy a medrek egyszerre vagy egymás után lehettek aktívak, azt nem lehet a meglévő OSL adatok alapján megállapítani. Azonban a hordalékkúp magyarországi részén készített kereszt-szelvények (5.4./B. ábra) vizsgálata alapján arra lehet következtetni, hogy a hordalékkúp középső, centrális részén a c-futásvonal középső és déli ága egyszerre lehetett aktív, majd a peremi részen kialakult fiókhordalékkúp kialakulásával a három meder ág egyszerre funkcionálhatott, tehát a Maros egy időben három medret is táplálhatott.

A medrek eséséről elmondható, hogy a meanderező mintázatot kicsi, $6,9-9,3\text{ cm/km}$ -es esés jellemzi, míg a fonatos/anasztomizáló mintázatú paleo-medrekre jóval nagyobb, $16,5-19,8\text{ cm/km}$ esést határoztam meg. Abból, hogy ebben a pásztában együtt jelenik meg a meanderező, anasztomizáló és fonatos mintázat is arra következtethetünk, hogy a medrek mintázatának kialakításában nem csupán a klíma és a növényzet játszik fontos szerepet, hanem a beszivárgás hatására kialakult vízhozam csökkenés, illetve a hordalékkúp esés változása is nagymértékben befolyásolhatja a medrek mintázatát.

A **d-futásvonalat** az a-futásvonal talpába bevágódott, kisebb kanyarulati paraméterekkel jellemzett misfit (**Mkh, Kir**), illetve az általuk táplált (**MR**) meder képviseli. A meder $14,2 \pm 1,4 - 11,4 \pm 1,7$ ka volt aktív, a **késő-glaciális** idején. A meder ívesen került a Battonyai-hát kiemelkedését és a b-futásvonal fonatos mintázatú medrét részben átdolgozta.

Ennek a futásvonalnak az aktivitása idején a klíma fokozatosan hűlt, az átlagos júliusi középhőmérséklet $16-17\text{ °C}$ -ról $14-15\text{ °C}$ -ra csökkent (Nádor et al. 2007a), az évi

középhőmérséklet 2-8 °C között változott. A rövid, hideg, száraz **idős Dryas** során a januári középhőmérséklet -7 °C, a júliusi 14 °C alatti lehetett, (Járainé Komlódi 1969). Az éghajlathoz igazodva a hideg kontinentális sztyeppét és fűsivatagi területeket helyenként fenyő-nyír erdők tagolták (Járainé Komlódi 1966). Az ezt követő melegebb, nedves időszak (**Alleröd interstadiális**) a során januári középhőmérséklet -3 °C-ra, a júliusi 18 °C-ra emelkedett, és fenyő-nyír ligetek terjedtek el (Járainé Komlódi 1966, 1969, Sümegi és Törőcsik 2007). Ez megegyezik Nádor et al. (2007a) vizsgálataival, akik azonban 16-17 °C-os júliusi középhőmérsékletet határoztak meg. Az ezt követő hosszabb, szárazabb periódus (**fiatal Dryas**) során a januári hőmérséklet -5 °C-ra, a júliusi 14-15 °C-ra esett vissza (Nádor et al. 2007a), az erdőterületek mérete csökkent, a nedvességet kedvelő liget- és láperdők visszaszorultak (Járainé Komlódi 1966, Borsy 1989).

Ennek az időszaknak az időnként hűvösebb, máskor melegebb száraz klímájára a meder nem mintázat változással reagált, mint korábban, hanem bevágódással. Ez a bevágódás párhuzamba állítható a korábbi kutatások által (Gábris és Nagy 2005, Gábris és Nádor 2007, Kasse et al. 2010, Gábris et al. 2012) a Közép-Tisza mentén és a Sajó-Hernád hordalékkúp déli részén elkülönített 4 bevágódási fázis második, a felső pleniglaciális és a késő-glaciális (13-14 ezer éve) határán, klimatikus hatásra bekövetkezett bevágódással („B fázis” Gábris és Nagy 2005). A fokozatos szárazodás hatására jelentős mértékű mederkitöltő vízhozam csökkenés (77-110 m³/s) következett be, ami a korábbi medrek talpában misfit meder kialakulását eredményezte (**Mkh, Kir**). Ez a meder táplálhatta az **MR** jelzésű meanderező vízfolyást. A medrek esése és mintázatukból adódóan kicsi volt (10,8-16,7 cm/km közötti), a szemcse-összetételük 61,4-78,3 µm között változott. A misfit medrek szélessége 30-40 m körüli, míg mélységüket 2,75 m-nek határoztuk meg.

Az **e-futásvonal** két medret foglal magába. Az északi medre délkeletről ívesen északnyugat felé tart a Kétegyháza (**Ket**), Nagyszénás (**Nagy**) vonalon és 12,9±1,0 – 11,1±0,8 ka volt aktív, a **fiatal Dryas** időszakában. A másik meder visszatért a hordalékkúp középső részére (**Oh**), és 12,4±2,1 – 9,6±1,3 ezer év között, a **fiatal Dryas**, a **preboreális** és a **boreális** időszakában volt aktív (5.18. ábra).

A fiatal Dryas hideg és száraz időszakát a melegebb, nedvesebb preboreális és a még melegebb boreális fázis követte (Nádor et al. 2007a). A hirtelen melegedés hatására az erdővel borított területek kiterjedtebbé váltak, az erdőkben egyre több melegkedvelő, lombos fafaj telepedett meg. Az átlagos júliusi középhőmérséklet 14 °C-ról 18 °C-ra, az átlagos januári középhőmérséklet -5 °C-ról 2 °C-ra, míg az átlagos évi középhőmérséklet 5 °C-ról 9 °C-ra növekedett (Járainé Komlódi 1969). A meleg, nedves (400 mm, Lovász 2002) klímának köszönhetően sűrű növényzet alakult ki, az erdőterületek kiterjedtek, nyír, fenyő és melegkedvelő lombos fák telepedtek meg (Járainé Komlódi 1969).

Az északabbi ág (**Ket-Nagy**) medrének átlagos szélessége 50-120 m között változik, a meder mélysége 2,3 és 2,5 m közötti, míg esése 12,2-15,6 cm/km közötti. Számításaim alapján 552 m³/s mederkitöltő vízhozamot szállított, míg a homokanyag d₉₀-es értéke 53,9 és 71,7 µm közötti lehetett.

A délebbi ág (**Oh**) mintázata változatos, a hordalékkúp középső részén anasztomizáló és fonatos, a peremi részén meanderező mintázatot vesz fel, ami fokozatosan anasztomizáló mintázatba megy át. A meanderező szakasz mederkitöltő vízhozama 1231 m³/s lehetett, a meder szélessége 550-560 m, míg mélységét Katona et al. (2012a) 4,22 m-nek határozta meg. A meanderező mintázatú meder szakaszok esése 19,2 cm/km, míg a fonatos és anasztomizáló meder szakaszoké 22,4-25,6 cm/km közötti. Ezen meder mentén bekövetkező jelentős mértékű esés változás lehet a magyarázata annak, hogy ugyan azon vízhozam mellett miért vált a mintázatot a folyó. A meder két idősebb övzátányán a homokanyag d₉₀-es értéke 234,4-254,2 µm közötti, míg a legfiatalabb

övezet homokanyaga jóval finomabb szemcse-összetételű ($d_{90}=53,1 \mu\text{m}$). Az idősebb övezetek durvább homok-anyaga a meanderező szakaszt megelőző fonatos szakaszból származhat, míg a jelentős mértékű hordalék finomodás a kanyarulat fejlettségéből adódhat, hiszen minél fejlettebb egy kanyarulat annál finomabb hordalék rakódik le az övezetükre (Magilligan 1992). A hordalékkúp kereszt-szelvénye alapján (5.4./D. ábra) megállapítható, hogy az e-futásvonal két medre létezhetett egyszerre egy időben.

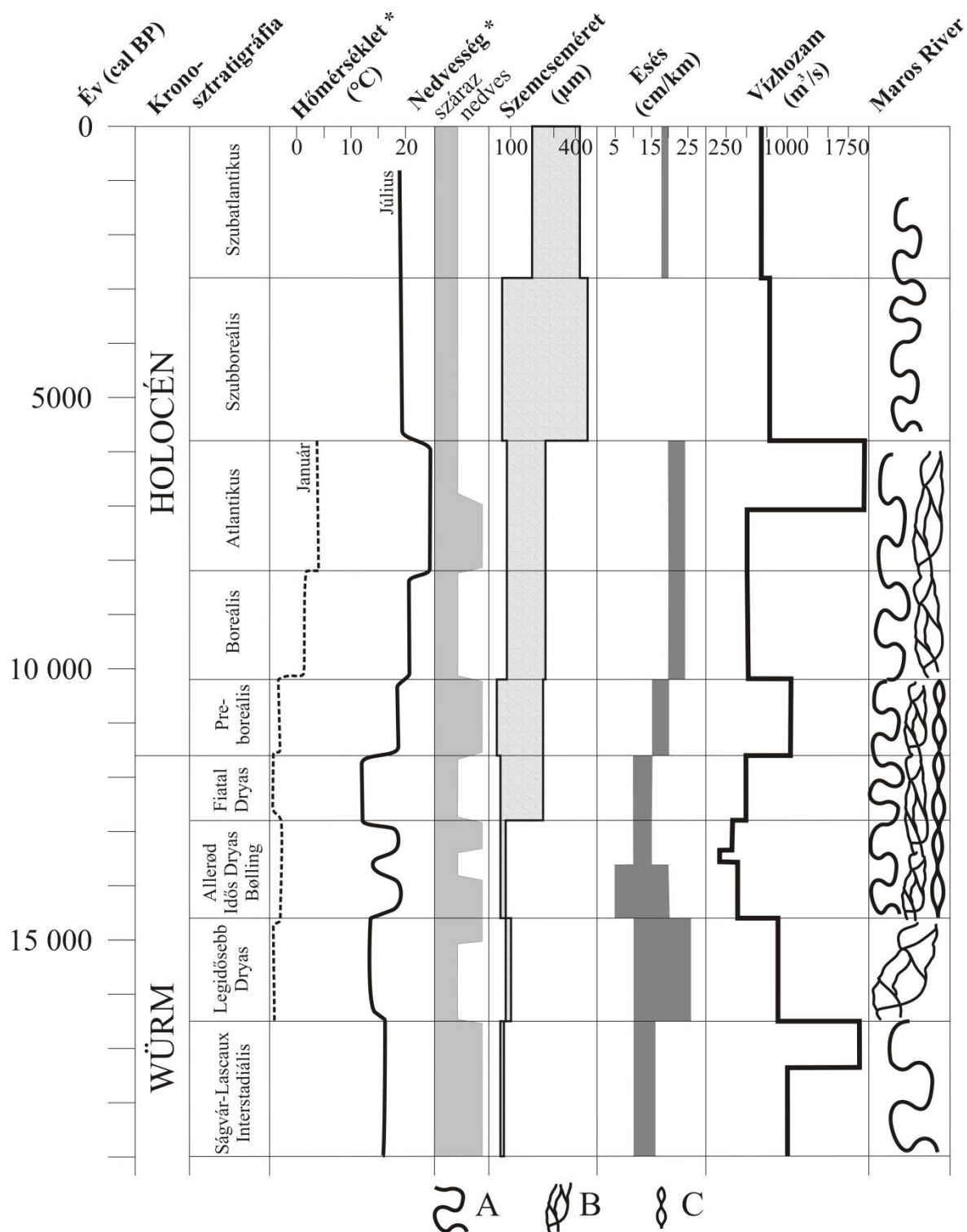
A legjelentősebb irányváltás a hordalékkúp felszínén 8-8,5 ezer évvel ezelőtt történt. Ebben az időszakban egy jelentős avulzió hatására a Maros a Battonyai-hát kiemelkedését délről kezdte kerülni, így a hordalékkúp déli, romániai részét kezdte építeni. Ennek a nagy irányváltásnak a hátterében a hordalékkúp bányai területén zajló süllyedés állhatott (Berec és Gábris 2013). Hatására a Tisza egyre intenzívebb vágódott be a pleisztocén-holocén határán (Kiss et al. 2012a) ami a Tisza menti alacsony ártér kialakulását eredményezte (Kiss et al. under review). Ez a süllyedés a Maros erózióbázisának erőteljes süllyedését is jelentette, ami a Maros délre fordulását eredményezhette.

Így alakulhatott ki az **f-futásvonal (Ho, Sp, Lo)**, ami kilépve a Lippai-szorosból, a hordalékkúp proximális részén délnyugati irányba fordult Újvidék irányába (5.19. ábra). A meder $8,5\pm 0,9 - 7,1\pm 1,0$ ezer évvel ezelőtt volt a Maros aktív medre, a **boreális** és **atlanti** fázis idején. A boreális során kezdetben a klíma hűvös, száraz volt majd fokozatosan melegedett (Lovász 2002). Az atlanti már kiegyenlített meleg, nedves éghajlattal rendelkezett (Járainé Komlódi 1966). Az átlagos júliusi középhőmérséklet $20-23^\circ\text{C}$ lehetett (Nádor et al. 2007a), de akár a 25°C -ot is elérhette (Járainé Komlódi 1966), míg a januári középhőmérséklet 5°C -ra emelkedett (Járainé Komlódi 1966). A boreális fázis hűvös klímáján kiterjedté váltak a sztyepek (Járainé Komlódi 1966, Nádor et al. 2007a), miközben az erdők térvesztése jelentős volt (Lovász 2002, Sümegi és Törőcsik 2007). Az atlanti fázisra a melegebb és nedvesebb (400 mm) klíma hatására az Alföld beerdősült, a legelterjedtebb társulás az elegyes-tölgyes-erdős-sztyepp lehetett (Járainé Komlódi 1966, Lovász 2002).

A meleg, nedves klíma hatására kialakult sűrű vegetáció és az esés hatása is tükröződik a medrek mintázatában. A hordalékkúp felső és középső területein (**Ho, Sp**) a klimatikus viszonyoknak megfelelően a meanderező mintázat a jellemző, ahol a medrek esése $16-18 \text{ cm/km}$, szélessége $80-160 \text{ m}$, míg mélysége Katona et al. (2012a) mérése alapján $2,4 \text{ m}$ körüli. Azonban a meredekebb peremi területeken, ahol a hordalékkúp esése $50-60 \text{ cm/km}$ körüli, fonatos mintázat (**Lo**) alakult ki. A meder esése ezen a szakaszon nagyobb (kb. $22-24 \text{ cm/km}$), mint a meanderező szakaszon. A medrek homokanyagának d_{90} -es értéke a felső részek felől a peremi részek irányába fokozatosan növekszik (felső rész: $d_{90}=73,5$; peremi rész: $d_{90}=275,4$ és $246,1 \mu\text{m}$). A medrek mederkitöltő vízhozama jelentős mértékű csökkenést (80%) mutat az előző medergenerációhoz képest. A meanderező mintázatú medrek vízhozamát 311 és $381 \text{ m}^3/\text{s}$ -nak határoztam meg. Ez a vízhozam az előző periódus vízhozamának csupán negyede lehetett. A fonatos mintázatú meder vízhozamát Katona et al. (2012a) $1970\pm 290 \text{ m}^3/\text{s}$ -nak határozta meg, ami megegyezik az előző periódus két medre által szállított mederkitöltő vízhozammal.

A Maros **g-futásvonala** a hordalékkúp felső részén (**Sp**) követte az f-futásvonalat, azonban a peremi területeken már nyugatnak tartott a Tisza irányába (**Sm**) és csaknem párhuzamosan futott a mai Maros medrével (5.19. ábra). A meder $6,1\pm 1,1 - 3,5\pm 0,4$ ezer évvel ezelőtt volt aktív, az **atlanti** és **szubboreális** fázis idején. Az aktivitási időszak alatt az átlagos júliusi hőmérséklet $20-23^\circ\text{C}$ -ról $17-18^\circ\text{C}$ -ra csökkent (Nádor et al. 2007a). A kiegyenlített klíma továbbra is kedvezett a beerdősülés folyamatának, hiszen záródtak a

tölgyesek, elterjedt a gyertyán és a bükk, miközben az ártereken hatalmas tölgy-kőris-szil-ligeterdők alakultak ki (Járainé Komlódi 1966). Ezzel szemben (Lovász 2002) szerint a síkvidéken gyakoribbá válnak a fenyők, míg Nádor et al. (2007a) szerint a bükk és tölgyerdők voltak a meghatározóak.



5.20. ábra: A vizsgált 20000 év paleo-klimatikus változásai a Maros hordalékkúpján, ahol A-C a medrek mintázata (A: meanderező, B: fonatos, C: anasztomizáló). * Járainé Komlódi (1966, 1969), Nádor et al. (2007a) és Gábris et al. (2012) alapján

A nedves klímának és a sűrű vegetációnak köszönhetően ebben az időszakban a meanderező mintázatú meder volt a jellemző, melynek mederkitöltő vízhozama $516 \text{ m}^3/\text{s}$ -nak adódott. Ez a vízhozam 30-40%-al nagyobb, mint az előző periódus meanderező medreinek vízhozama. A fejlett kanyarulat homokanyagának d_{90} -es értéke $452,2 \text{ }\mu\text{m}$ -ról $65,2 \text{ }\mu\text{m}$ -re csökken.

A legfiatalabb meder generációnak azonosított **h-futásvonalban** ma az Aranka medre található, amely kicsit délebbre tevődött (**Sm-a**). A meder aktivitási időszaka $1,9 \pm 0,3 - 1,6 \pm 0,3$ ezer év, tehát a **szubatlanti** fázisra tehető. Ezt az időszakot enyhe, csapadékos tél és száraz, meleg nyár jellemezte (Lovász 2002). Nádor *et al.* (2007a) szerint a júliusi átlagos középhőmérséklet $17-18 \text{ }^\circ\text{C}$ lehetett. Az időszakot a bükk eltűnése és a gyertyán szórványossá válása, illetve a tölgyesek területének csökkenése jellemezte (Járainé Komlódi 1966). A meder esése kb. $18-20 \text{ cm/km}$, mintázata továbbra is meanderező. Az övzátonyok homokanyagának d_{90} -es értéke az előző periódushoz hasonlóan igen nagy, $189,5-414,1 \text{ }\mu\text{m}$ közötti. Számításaim alapján a vízhozam $456 \text{ m}^3/\text{s}$ lehetett, ami 35%-a a Maros jelenlegi mederkitöltő vízhozamának ($680 \text{ m}^3/\text{s}$, Sipos 2004) (5.18. ábra).

A hordalék szemcse-összetételében bekövetkező jelentős mértékű növekedés a meanderező mintázatú vízfolyások esetében is megfigyelhető, ami feltehetőleg annak köszönhető, hogy a vízgyűjtőn a durvaszemcsés hordalék növekvő mértékben szállítódott tovább. A holocén kori durvább homokanyag megjelenése tehát arra enged következtetni, hogy a fiatalabb homokzátonyok nagyobb energiájú közegben formálódhattak, így a Maros energiája és hordalék hozama nagyobb lehetett a holocén során, mint a pleisztocénben, miközben a medrek vízhozama csökkent.

Összességében elmondható, hogy a klimatikus viszonyok megváltozása a medrek irányváltoztatásaihoz közvetett úton vezetett. Meleg és nedves klimatikus viszonyok között sűrű, zárt növényzet alakulhatott ki, ami csökkentette az oldalazó erózió és a felszíni lefolyás mértékét. Ebből adódóan a szállított vízmennyiség és a hordalék mennyisége, illetve szemcsemérete csökkent, ami kedvezett a meanderező mintázatú vízfolyások kialakulásának. Ezzel szemben hűvös és száraz klímán a növényzet zártsága lecsökkent, lehetőséget biztosítva a folyók oldalazó eróziójára, illetve növelve a felszíni lefolyás mértékét. Ilyen feltételek mellett nőtt a vízhozam és az általa szállított hordalék mennyisége és szemcsemérete. Ezek a feltételek hozzájárulnak a fonatos és anasztomizáló mintázatú vízfolyások kialakulásához (5.24. ábra).

6. ÖSSZEGZÉS

Kutatásom során célul tűztem ki a Maros hordalékkúpjának morfológia vizsgálatát és felszíni képződményei alapján a hordalékkúp-épülés utolsó fázisának fejlődéstörténeti rekonstrukcióját. A kutatás során a fluviális formakincs vizsgálatát céloztam meg, hiszen a hordalékkúp fejlődése során az eolikus folyamatok egyáltalán nem vagy csak korlátozottan voltak jelen (Borsy 1989, Sümegi *et al.* 1999). Vizsgálataim során bebizonyosodott, hogy az elmúlt 20 ezer évben a Maros rendkívül dinamikusan változó rendszert alkotott, mindig az egyensúlyi állapot elérésére törekedve (Kiss *et al.* 2012b). Ezért munkám során igyekeztem feltárni a hordalékkúp rendszerét és meghatározni a külső hatásokra adott válaszreakcióit is.

6.1. A HORDALÉKKÚP GEOMORFOLÓGIAI VIZSGÁLATA

A Maros hordalékkúp részletes geomorfológiai vizsgálatát a hordalékkúp magyarországi, mintegy 3640 km²-es területén végeztem el, de kiterjesztettem Románia területére is, bár itt a pontos magassági viszonyokat igénylő vizsgálatokat (pl. esés) nem végeztem el a megfelelő térképek hiánya miatt (kb. 3320 km²). Kutatásom során meghatároztam a hordalékkúp esését, azonosítottam felszíni képződményeit, majd a formákat részletes geomorfológiai vizsgálatnak vettem alá.

A **hordalékkúp esésének** meghatározásához egy pontból (Lippai-szorosból) kiindulva mind sugárirányú, mind keresztirányú szelvények mentén végeztem méréseket. A sugárirányú esésprofilok alapján lehatárolhatóvá vált a hordalékkúp határa, illetve elkülöníthettem a hordalékkúp egyes részeit. A hordalékkúp felső (proximális) része Románia területén helyezkedik el, így pontos térképek hiányában csupán azt jelenthetem ki, hogy esése (kb. 46-52 cm/km) nagyobb, mint a középső, centrális rész esése (27-28 cm/km). A legmeredekebb felszín a hordalékkúp peremi részét jellemzi (37-65 cm/km). A hordalékkúp peremi része előtt egy nagyon kis esésű (átlagosan 7-9 cm/km) előtéri részt is elkülönítettem, ami a hordalékkúp meredek peremi részét köti össze a Tisza egykori (magas) árterével. A Maros esetében is kirajzolódik a *Rachocki* (1981) által is leírt, a hordalékkúpokra jellemző domború, radiális profil. A kereszt-szelvények vizsgálva lehatárolhatóak a paleo-medrek, azonosíthatóak a hordalékkúpon zajló eróziós (bevágódások) és akkumulációs (folyóhátak) folyamatok, illetve elkülöníthetővé válnak a különböző meder mintázat típusok. A kereszt-szelvények együttes, az egész hordalékkúpi részt lefedő vizsgálatával pedig megállapítható, hogy a nagyon hasonló korú medrek közül melyek azok, amelyek egyszerre egy időben léteztek (ezek azonos magasságban vannak) és melyek azok, amelyek egymás után, a meder lecsúszását követően funkcionáltak.

A hordalékkúp esésviszonyai jelentősen befolyásolják a rajta kialakult fluviális formakincset. A közepes esésű centrális részen az anasztomizáló mintázatú medrek túlsúlya jellemző, míg a hordalékkúp meredekebb, peremi részén megnő a meanderező mintázatú medrek aránya. A fonatos mintázatú medrek a hordalékkúpon hosszan, a középső résztől az előtéri rész irányába végig kísérhetők, de nem köthetők egyértelműen bizonyos esés-viszonyokhoz. Tehát a Maros hordalékkúpjának középső részén a kisebb kanyargósságú anasztomizáló medrek – a fonatos medrek jelenléte mellett – míg a peremi részen a nagyobb kanyargósságú, meanderező mintázatú medrek jellemzőek. Ez megegyezik a korábbi kutatások (Ori 1982, Singh *et al.* 1993, Arzani 2005) medermintázat és esés között felállított általános eredményeivel.

A **fluviális formakincs** vizsgálata során a Maros hordalékkúpján található medreket és a hozzájuk tartozó egykori ártér-részleteket paleo-meder pásztákba rendeztem (18 db).

A hordalékkúp magyarországi részén részletesen vizsgáltam a pászták területét, hosszát, szélességét és esését. A pásztákon belül a medrek burkolóvonalai segítségével paleo-meder öveket különítettem el. Meghatároztam az egyes övek hosszát, átlagos szélességét, illetve a medrek mintázatát is. A medrek lehatárolásával, mintázatuk elkülönítésével és formakincsük azonosításával részletes adatbázist készítettem a hordalékkúp különböző mintázatú (meanderező, misfit, fonatos és anasztomizáló) medreiről. Ez képezte az alapját a hordalékkúp magyarországi részéről készített geomorfológiai vázlatnak.

Meanderező mintázatú medrek a hordalékkúp 12 pásztájában fordulnak elő, többségében a hordalékkúp peremi és előtéri részein. A magyarországi kilenc pásztában a medrek átlagos esése 13,2 cm/km, míg kanyargósságuk 1,4-2,0 közötti. A meanderező medrek általában 40-60 km hosszan nyomon követhetőek, azonban egyes medrek a hordalékkúp felszínén 120-130 km hosszan fennmaradtak. A meanderező mintázatú medrek meder öv szélessége 0,8-3,9 km között változik. Az egyes pásztákban a vizsgált kanyarulatok száma igen eltérő (13-55 db), amelyek horizontális kanyarlati paramétereinek részletes vizsgálata azt mutatja, hogy a medrek igen széles mérettartományban mozognak (ív hossz: 845-2394 m, húr hossz: 435-1402 m, görbületi sugár: 202-656 m).

A hordalékkúp nagyobb esésű, peremi részén a meanderező medrekhez több tagból álló övzátanosorok kapcsolódnak. A hosszabb meanderező pásztákban megfigyelhető, hogy a medrek folyásirányban lefelé egyre több tagból álló övzátanosort alakítanak ki, ahogy meandereik egyre nagyobbá és érettebbé válnak (pl. XIII. pásztában az átlagos görbületi sugár folyásirányban 458 m-ről 854 m-re nő, míg a kanyarulat fejlettség 1,21-ről 1,37-re nő). Azon kanyarulatokban, ahol az övzátanosorok több tagúak az övzátanosorok átlagos távolsága 155-775 m közötti, míg a három illetve négy tagból álló övzátanosorok tagjai közelebb (136-318 m) helyezkednek el egymáshoz. Ennek háttérében állhatnak a hordalékkúp esés viszonyai, hiszen a hordalékkúpon, folyásirányban lefelé nő a hordalékkúp esése (centrális résztől a peremi részig), és ez megnöveli a kanyargósságot (Schumm és Khan 1972, Blanka és Kiss 2011) ami az övzátanosorok fejlettségében is megnyilvánul.

A *misfit* medrek a meanderező mintázatú medrek talpában vízhozam csökkenés hatására alakultak ki. Azon meanderező mintázatú paleo-medrek ívhossz és görbületi sugár értékei, melyek talpában misfit medrek alakultak ki általában 2-3-szor nagyobbak, mint a misfit medrek paraméterei, míg húr hosszuk 3-4-szerese is lehet a misfit medrek húr hosszának.

Az *anasztomizáló (szövedékes) mintázatú medrek* a hordalékkúp centrális részén alakultak ki, hét pásztában. A medrek átlagos esése 20,7 cm/km, míg a medrek kanyargóssága 1,1-1,3 között változik. Az anasztomizáló mintázatú medrek a hordalékkúp felszínén 6,5-26,8 km hosszan azonosíthatóak, míg a legrégebben és leghosszabban megmaradt vízfolyás 74,7 km hosszan kanyarog a hordalékkúp középső részétől egész a hordalékkúp előteréig. A paleo-meder öv átlagos szélessége 1,8-3,6 km közötti, míg a kanyarulatok fejlettsége 1,05-1,23 között változik.

A medrek bifurkációja háttérében az ártér esésviszonyaiban bekövetkező változás állhat, ugyanis a mellékágak összefolyása előtt viszonylag kis esés jellemző, majd az összefolyás és avulzió rövid szakasza mentén hirtelen nagyobb esésűvé válik a terület. Tehát a hordalékkúp esése különböző mérettartományban (pászták és rövid szakasz szintjén is) fontos szerepet játszik a formakincs kialakításában.

A *fonatosak mintázatú medrek* a hordalékkúp hét pásztájában fordulnak elő, jellemzően a hordalékkúp középső, centrális részén helyezkednek el, és hosszan futnak egészen a hordalékkúp előtéri részéig (51,1-62,2 km). Esetenként megjelennek a hordalékkúp peremi területein is, azonban ott sokkal rövidebb meder szakaszok maradtak

fent (12,0-20,4 km). A fonatos mintázatú medrek átlagos esése 16,3 cm/km. A számítás módszere miatt a fonatos mintázatú medrek kanyargóssága nem vehetett fel más értéket, csak 1-et. A paleo-medrek átlagos szélessége 1,8-3,4 km közötti. A hordalékkúp fonatos medrei esetében is megjelenik a domború ártér keresztmetszet.

A hordalékkúp felszínén három különböző bevágódási típust különítettem el: (1) a hordalékkúpi peremi bevágódás létrejöttének oka, hogy a perem nagy esését illetve az erózióbázis süllyedését a medrek hátravágódással egyenlítették ki, (2) a misfit medrek bevágódása a csökkenő vízhozamra vezethető vissza, míg a (3) hordalékkúp csúcsi bevágódás hátterében az avulziók okozta esésnövekedés áll.

6.2. PALEO-MEDREK VÍZHOZAMA

A meanderező mintázatú paleo-medrek horizontális kanyarulati paramétereinek alapján lehetséges egykori vízhozamuk meghatározása. A hazai szakirodalomban ugyan léteznek regionális érvényű összefüggések (*Gábris 1986, Timár és Gábris 2008*) a különböző vízhozamok (közepes, mederkitöltő) meghatározására, azonban ezek alkalmazhatósági tartománya vagy nem ismert vagy nem ismert együttthatókat tartalmaznak.

Ezért munkám során arra törekedtem, hogy a meanderező mintázatú vízfolyások mederkitöltő vízhozamának meghatározására alkalmas, a Tisza vízrendszeréhez tartozó folyók horizontális kanyarulati paraméterein (ív- és húrhossz, görbületi sugár) alapuló összefüggéseket alakítsak ki. A vizsgált kanyarulati paraméterek és a mederkitöltő vízhozam közötti függvénykapcsolat korrelációs koefficiense 0,70-0,82 közötti. A vízhozam a medrek húrhosszával ($R^2=0,82$) és ívhosszával ($R^2=0,81$) mutat szorosabb összefüggést, ami megegyezik *Gábris (1986)* tapasztalataival.

Terepi méréseink során felfigyeltünk arra, hogy az egykori medrek szélesség/mélység aránya eltér a jelenkori medrekétől, ugyanis jóval sekélyebbek lehettek. Ez a gyakorlati megfigyelés vezetett oda, hogy szükségesnek láttam a kiszámított vízhozamok szélesség/mélység aránnyal való korrekcióját. A paleo-medrek fúrási eredményeiből és az RTK GPS-el készített kereszt-szelvényeik alapján megállapítottam, hogy a jelenlegi, aktív medrek átlagosan 35%-al keskenyebbek, de átlagosan 2,3-szer mélyebbek, mint a paleo-medrek. Tehát az egyenletek alapján meghatározott paleo-vízhozamoknak csupán 65,5%-át vezethették le az egykori medrek. Így a jelenlegi medrek kanyarulati paraméterei alapján kialakított, az egykori vízhozamok kiszámítására kialakított egyenletek a szélesség/mélységgel való korrekció nélkül jelentősen felülbecsült eredményt adhatnak a paleo-vízhozamokra.

Számításaim alapján a hordalékkúp felszínén azonosított legnagyobb Maros paleo-medrek a jelenlegi Tisza közepes vízhozama ($800 \text{ m}^3/\text{s}$; *Timár 2003*) és a Maros ($1600\text{-}2500 \text{ m}^3/\text{s}$; *Fiala et al. 2006*) árvízi hozama közötti vízhozammal rendelkeztek ($1004\text{-}1231 \text{ m}^3/\text{s}$), azonban a hordalékkúp felszínén azok a paleo-medrek voltak túlsúlyban ($374\text{-}769 \text{ m}^3/\text{s}$), amelyek a jelenlegi Tisza közepes vízálláshoz tartozó ($550 \text{ m}^3/\text{s}$; *Fiala et al. 2006*) és a Maros mederkitöltő ($680 \text{ m}^3/\text{s}$; *Sipos 2004*) vízhozama közötti vízmennyiséget szállíthattak. A hordalékkúp felszínén olyan kisméretű meanderező mintázatú paleo-medreket is azonosítottam ($208\text{-}250 \text{ m}^3/\text{s}$), amelyek csupán a Maros és a Tisza közepes vízálláshoz tartozó vízhozamokat ($161 \text{ m}^3/\text{s}$ illetve $550 \text{ m}^3/\text{s}$; *Fiala et al. 2006*), míg a misfit medrek ($77\text{-}110 \text{ m}^3/\text{s}$) a Maros kisvízi és közepes vízálláshoz tartozó ($21\text{-}161 \text{ m}^3/\text{s}$; *Fiala et al. 2006*) vízhozamokat szállíthattak.

Az egyenletek visszaellenőrzése céljából a kanyarulati paraméter értékeket behelyettesítettem korábbi kutatások (*Leopold és Wolman 1957, Dury 1976, Timár és Gábris 2008*) alapján meghatározott egyenletekbe. Ezek alapján megállapítható, hogy a

Timár és Gábris (2008), a közepes vízhozam meghatározására alkalmas egyenletével átlagosan 30%-al kisebb vízhozam értékeket kaptam, míg a más területről származó, tehát nem regionális érvényességű egyenleteket (Leopold és Wolman 1957, Dury 1976) alapul véve átlagosan 3,3-5,7-szer nagyobb mederkitöltő vízhozam értékeket számítottam. Ez utóbbi jelentős mértékű eltérés egyik oka a regionalitás lehet, hiszen egyenleteik kialakítása során Nagy-Britanniából és az Egyesült Államokból származó folyók adatait használták fel, amelyek lényegesen eltérő klimatikus feltételekhez igazodtak. Az eltérés másik oka pedig az lehet, hogy a független változó kiszámítása során esetenként jelentős mértékű eltérések adódhatnak (Gábris 1995).

6.3. AZ VIZSGÁLT PALEO-MEDREK ZÁTONYAINAK SZEMCSE-ÖSSZETÉTELE ÉS KORMEGHATÁROZÁSA

A medrek zátonyanyagának vizsgálatával célom a lerakott hordalék minőségének térbeli vizsgálata volt, azaz annak meghatározása, hogy hogyan változik a szemcseméret a hordalékkúp egyes részein, a különböző mintázat típusokban és az egyes kanyarulatok övzátonysorán belül. Ugyanakkor célom volt a homokos zátonyanyag OSL kormeghatározása is volt.

Azonban azzal, hogy meghatároztam, hogy milyen mélységben található az egykori zátony anyaga lehetőség nyílt az **ártér-feltöltődés ütem**ének meghatározására is. A vizsgált 29 fúrás alapján kiszámítottam, hogy az elmúlt kb. 20 ezer év alatt a Maros hordalékkúpján a feltöltődés átlagos üteme 1,88 cm/100 év volt. A minták korának figyelembe vételével azonban kimutathatóvá vált, hogy a holocén során a feltöltődés intenzívebb (2,83 cm/100 év) volt, mint a pleisztocénben (1,45 cm/100 év). A kapott eredményeket összehasonlítva más kutatások eredményeivel (Borsy és Lóki 1982, Borsy et al. 1989, Félegyházi et al. 2004) megállapítható, hogy a paleo-Maros természetes ártér feltöltődési üteme nagyon hasonló ütemet mutat, mint amit a Bodrogykőben, a Felső-Tisza vidékén és a Nyírségben meghatároztak. Azonban a holocén során meghatározott intenzív feltöltődési ütem csupán 1,2%-a a Maros mentén ma jellemző $2,3 \pm 0,3$ cm/év ütemnek (Kiss et al. 2011), ami az ármentesítéssel létrehozott szűk hullámtér következménye.

A holocén során meghatározott intenzívebb feltöltődési ütemet a homokminták szemcse-összetétele is bizonyítja, hiszen holocén korú minták jóval durvább szemcse-összetételűek (átlagos $d_{90}=221,9 \mu\text{m}$) mint a pleisztocén korúak (átlagos $d_{90}=70,8 \mu\text{m}$). Tehát a holocén homokzátonyok nagyobb energiájú közegben formálódhattak, azaz a Maros energiája nagyobb lehetett a holocén során, mint a pleisztocénben, illetve némileg durvább lehetett a hordalékhozama is.

A vizsgálat következő lépésében megvizsgáltam, hogy kimutatható-e jellegzetes tendencia a minták szemcse-összetétele és a mintavételi pont hordalékkúpon elfoglalt helyzete között. Általánosságban megállapítható, hogy a nagyobb esésű, proximális (kb. 46-52 cm/km) és disztális (37-65 cm/km) hordalékkúpi részeken a minták homoktartalma 71,5-72%, átlagos d_{90} -es értéke 185-190 μm , míg a kisebb esésű, középső (27-28 cm/km) és előtéri (7-9 cm/km) részeken a homoktartalom mérsékeltebb (60-70%) és a minták átlagos d_{90} -es értéke is jóval kisebb 59-70 μm .

A vizsgálatok során világossá vált, hogy a minták szemcse-összetétele jelentős mértékű eltéréseket mutathat a hordalékkúp azonos részein belül is, hiszen a megmintázott zátonyfelszínek különböző mélységben és különböző korokban formálódtak. Az eredmények kiértékelése során ezt a tényezőt nem szabadott figyelmen kívül hagyni. Ezért ahhoz, hogy meghatározhassam, van-e különbség a különböző mintázattal rendelkező

medrek szemcse-összetétele között igyekeztem egyazon hordalékkúpi részen található, ugyanolyan mélységben elhelyezkedő, közel hasonló korú, de más mintázatú medrek homokanyagát összehasonlítani. Ugyanazon hordalékkúpi részen a legnagyobb d_{90} -es értékkel a fonatos mintázatú meder homokanyaga rendelkezik ($d_{90}=106,7\ \mu\text{m}$), míg az anasztomizáló meder homokanyaga ($d_{90}=78,5\ \mu\text{m}$) közel 30%-al meghaladja a meanderező mintázatú meder d_{90} -es értékét ($d_{90}=55,3\ \mu\text{m}$). Tehát az egy azon hordalékkúpi részen található, hasonló korú medrek estében beigazolódna a Schumm (1985) által leírtak, miszerint a fonatos és anasztomizáló mintázatú medrek durvább homokanyagot szállítanak, mint a meanderező mintázatúak.

A meanderező mintázatú medrek övzátonyainak homokanyagának vizsgálata során, a minták korának figyelembe vételével arra a megállapításra jutottam, hogy az övzátonyok fiatalodásával a homokanyag finomodása is bekövetkezik. Ez megegyezik az aktív medrek kanyarulat fejlődése során tapasztaltakkal (Magilligan 1992). Azonban azon paleo-meder esetében, amelyekben bevágódás hatására misfit meder alakult ki, ott az övzátonyok szemcse-összetételében más tendencia érvényesül. Ezen medrek esetében a legidősebb övzátony homokanyaga finomabb, mint a medertalpon később kialakult misfit meder homokanyaga, hiszen a későbbi vízfolyás a korábbi medertalp durva fenékhordalékát dolgozta át.

A Maros hordalékkúp felszínén 29 db minta kormeghatározását végeztük el. A medrek korának ismeretével lehetőség nyílt a hordalékkúp felszínén található paleo-medrek tér- és időbeli változásának leírására.

A hordalékkúp felszínén azonosítható legidősebb paleo-meder $18,7\pm 2,3$ ezer éve lehetett aktív. Az ennél idősebb medreket a Maros fiatalabb medrei felülírhatták, betemethették. A hordalékkúp legfiatalabb medre a hordalékkúp romániai részén helyezkedik el és zátonya csupán $1,6\pm 1,3$ ezer éves, tehát a felszínt behálózó paleo-medrek alapján a hordalékkúp felszínfejlődése a würm végétől rekonstruálható. Mivel egy kanyarulatban gyakran megmintáztuk az övzátónysor első és utolsó tagját is, így lehetőség nyílt arra, hogy meghatározzuk a Maros adott futásvonalon történő megjelenésének és utolsó aktív mederformálásának időpontját.

6.4. A MAROS FUTÁSVONALÁNAK VÁLTOZÁSAI

A medrek mintázata, futásvonala és kora alapján, a hordalékkúp felszínén nyolc (a-h) futásvonalat különítettem el. A pleisztocén során öt futásvonalat (a-e) táplálhatott a Maros, melyek a hordalékkúp magyarországi részét építették, és amelyekből egyet (d) az újra aktívvá vált, misfit medrek képviselnek.

A legidősebb felszínen azonosítható paleo-meder (**a-futásvonal**) $18,7\pm 2,3$ ezer évtől $16,3\pm 1,9$ ezer évvel ezelőttig lehetett aktív a hordalékkúp középső részén. A meanderező paleo-meder a Battonyai-hát kiemelkedését észak felől kerülte meg, majd ívesen haladt a Tisza felé. Az a-futásvonallal nagyon hasonló korú ($16,3\pm 1,3$ – $15,5\pm 2,0$ ezer év) a **b-futásvonal**, azonban elkülönítése azért indokolt, mert ez a meder fonatos mintázatot vett fel. A b-futásvonal proximális szakasza északabbra tolódott, majd hirtelen délnyugatnak fordult, megkerülve a Battonyai-hát kiemelkedését és részben átdolgozva az előző medergeneráció medrét.

A **c-futásvonal** megközelítőleg $15,2\pm 2,0$ – $14,1\pm 1,1$ ezer évvel ezelőtt volt aktív. Ekkor a Maros a hordalékkúpján még északabbra tolódott, és legyezőszerűen három irányba futott. A legészakabbi ága mintázatát tekintve fonatos, ami a hordalékkúp peremi része felé közeledve meanderezővé vált át. A futásvonal középső és déli ága anasztomizáló mintázatú. Vizsgálataim alapján megállapítható, hogy a futásvonal középső és déli ága

egyszerre lehetett aktív, majd a peremi részen kialakult fiókhordalékkúp kialakulásával a három meder ág egyszerre funkcionálhatott.

A **d-futásvonalat** az a-futásvonal talpába bevágódott, kisebb kanyarulati paraméterekkel jellemzett misfit, illetve az általuk táplált meanderező mintázatú meder képviseli, amely $14,2 \pm 1,4 - 11,4 \pm 1,7$ ka ezelőtt volt aktív.

Az **e-futásvonal** két medret foglal magába, amelyek $12,9 \pm 1,0 - 9,6 \pm 1,3$ ezer évvel ezelőtt lehettek aktívak. Az északi, meanderező mintázatú medre délkeletről ívesen északnyugat felé tart, míg a másik meder visszatért a hordalékkúp középső részére, ahol változatos mintázattal haladt a Tisza egykori ártere irányába.

Megközelítőleg $9,6 \pm 1,3 - 8,5 \pm 0,9$ ezer évvel ezelőtt egy jelentős mértékű avulzió hatására a Maros a Battonyai-hát kiemelkedését délről kezdte megkerülni. Az irányváltás háttérében feltehetőleg egy nagymértékű süllyedés állt, ami a Tisza bevágódását illetve a Maros erózió-bázisának jelentős süllyedését eredményezte (*Kiss et al.* under review). Ezután a folyó a hordalékkúp romániai és szerbiai részét kezdte építeni (f-h futásvonalak).

A **f-futásvonal** $8,5 \pm 1,1 - 7,1 \pm 1,1$ ezer évvel ezelőtt kezdte építeni a hordalékkúp déli, romániai részét úgy, hogy először észak felé kanyarodott, majd a Battonyai-hátat délről megkerülve délnyugat felé vette útját.

A délnyugati irányú meder ezután nyugatra fordult és a **g-futásvonal** mentén $6,1 \pm 1,1 - 3,5 \pm 0,4$ ezer évig lehetett aktív. A Maros ezen iránya a mai Maros mederrel csaknem párhuzamosan futott.

A legfiatalabb paleo-meder ($1,9 \pm 0,3 - 1,6 \pm 1,3$ ka) egy darabig a jelenkori Maros medrét követhette (**h-futásvonal**), majd délnyugat felé fordult. Ma ebben a mederben található az Aranka Nagyszentmiklós közelében. Tehát a Maros csupán 1-2 ezer éve foglalhatta el jelenlegi helyét, hordalékkúpjának középső tengelyében.

A meghatározott futásvonal-irányok közül egyesek egybe esnek a korábbi kutatások eredményeivel. A hordalékkúp felszínén azonosított **a**, **b**, **c** és **e**-futásvonalak nagy hasonlóságot mutatnak a *Mike* (1975a) és *Somogyi* (1961) által leírt irányokkal, míg az **f** és **h**-futásvonalak *Mike* (1975b) vizsgálata alapján meghatározott medrekkel. Az **c**-futásvonal nagyon hasonló irányú, mint a *Borsy* (1989) által leírt, felső-pleniglaciális során aktív meder.

Azonban a medrek korát a korábbi vizsgálatok nem pontosan vagy nagy időintervallumokban adták meg. A *Borsy* (1989) által leírt, késő-glaciálisig aktív meder (**c**-futásvonal) aktivitásának végét én is késő-glaciális korúnak ($15,2 \pm 2,0 - 14,1 \pm 1,1$ ezer év) határoztam meg. Az **a** és **b**-futásvonal medrei vizsgálataim alapján $18,7 \pm 2,3 - 15,5 \pm 2,0$ ezer évesnek adódtak, amit *Borsy* szintén késő-pleniglaciális korúnak tartott, igaz kicsit idősebbnek vélte őket. Azonban *Borsy* (1989) ezen medrek futását nem ívesen jelölte (a Battonyai-hát kiemelkedésének megkerülésével), hanem egyenesen a kiemelt felszínen át. A *Mike* (1991) által, az üledékritmusok alapján meghatározott medrek kora azonban jelentősen eltér az általam meghatározott koroktól, hiszen az általa holocén korúnak tartott medrek méréseim alapján pleisztocén korúnak adódtak.

6.5. KOR, KLIMATIKUS VISZONYOK, ESÉS, VÍZHOZAM ÉS MEDERMINTÁZAT ÖSSZEFÜGGÉSEI

A Maros hordalékkúpot is érintő süllyedések és emelkedések hatására a vízhalózati a pleisztocén és holocén során jelentős mértékű változáson ment keresztül. A tektonikus mozgások, a klimatikus viszonyok (csapadék és hőmérséklet) illetve a növényzet változásai miatt a vízrendszer megváltozott. A lefolyás és esés viszonyok változása a medrek vízhozamának megváltozásához vezetett, ami kombinálódott a hordalékhozam módosulásával. Ezek együttesen eredményezték a medrek mintázatváltozását.

A Maros hordalékkúp fejlődéstörténetét a hordalékkúp- és meder esés, a meder mintázat, az egykori mederkitöltő vízhozam, a hordalék szemcse-mérete illetve más szerzők által meghatározott környezeti tényezők (pl. csapadék, hőmérséklet és növényzet) együttes értékelésével rekonstruáltam. Azáltal, hogy részletes vizsgálat alá vettem egy rendszer elemeit, válaszokat kaptam a változások háttérében álló és az azokat kiváltó okokra, illetve értékeltem azt is, hogy az egyes tényezők megváltozása milyen folyamatokat indít el a rendszeren belül.

Általánosságban jellemző, hogy meleg, nedves klímán sűrű, zárt vegetáció alakul ki, míg hűvösebb, szárazabb klímán a vegetáció nyitódása figyelhető meg (*Járainé Komlódi 2000, Murray és Paola 2003*). Vizsgálataim alapján megállapítható, hogy sűrű, zárt növényzetű időszakokban meanderező mintázatú meder megjelenése valószínűbb. Ennek oka, hogy a zárt növényzet csökkenti a felszíni lefolyást, illetve az oldalazó erózió mértékét is (*Brooks et al. 2003, Nádor et al. 2007b, Tooth et al. 2009*). Hűvös, száraz klímán viszont csökken a növényzet sűrűsége, így a felszíni lefolyás mértéke, ami a fonatos mintázat kialakulásának kedvez.

Azonban a hordalékkúp felszínén esetenként együtt jelent meg a meanderező, anasztomizáló és fonatos mintázat is, ami arra enged következtetni, hogy a medrek mintázatának kialakításában nem csupán a klíma és a növényzet játszott fontos szerepet, hanem a beszivárgás hatására kialakult víz- és hordalékhozam csökkenés is (*Nádor et al. 2007b*), illetve a hordalékkúp esés változása is nagymértékben befolyásolhatta a medrek mintázatát.

Nagy általánosságban azonban a Maros hordalékkúpján is igazak a *Schumm (1985)* által leírtak, miszerint kisebb víz- és hordalékhozam mellett meanderező mintázatú medrek alakultak ki, amihez kedvező feltételeket biztosított a meleg és nedves éghajlat. Ezzel szemben a hűvös és száraz klímán kialakuló nagyobb vízhozamok a fonatos mintázat kialakulásának kedveztek.

A Maros hordalékkúpjának hordalék vizsgálatai alapján megállapítható, hogy a holocén során – azon belül is a szubboreális és szubatlantikus fázisokban – lerakott hordalék durvább és nagyobb mennyiségű, mint a folyó pleisztocén hordaléka. A hordalék szemcse-összetételében bekövetkező jelentős mértékű növekedés a meanderező mintázatú vízfolyások esetében is megfigyelhető, ami feltehetőleg annak köszönhető, hogy a vízgyűjtőn a durvaszemcsés hordalék növekvő mértékben szállítódott tovább. Tehát a holocén során a Maros energiája nagyobb lehetett, mint a pleisztocénben, ami a folyó árterének feltöltődési ütemében is megjelenik, miközben a medrek vízhozama csökkenést mutat.

IRODALOMJEGYZÉK

- Adamiec, G., Aitken, M. 1998: Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 16/2, 37-49.
- Andó, M. 1969: Körös – Maros közti síkság: A domborzat kialakulása és mai képe. In: Pécsi, M. (szerk.). A tiszai Alföld. Akadémiai Kiadó, Budapest, 300-325.
- Andó, M. 1976: Groundwater-geographical and hydrogeological conditions of the talus system of the River Maros. *Acta Geographica Szegediensis Tom. XVI.*, 39-57.
- Andó, M. 2002: A Tisza vízrendszer hidrogeográfiája. SZTE Természeti Földrajzi Tanszék, Szeged, 89-107.
- Arnold, L.J., Bailey, R.M., Tucker, G.E. 2007: Statistical treatment of fluvial dose distributions from southern Colorado arroyo deposits. *Quaternary Geochronology* 2, 162-167.
- Arzani, N. 2005: The fluvial megafan of Abarkoh Basin (Central Iran): an example of flash-flood sedimentation in arid lands. In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (szerk.): Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics. The Geological Society, London, 41-59.
- Ballesteros, J.A., Bodoque, J.M., Díez-Herrero, A., Sanchez-Silva, M., Stoffel, M. 2011: Calibration of floodplain roughness and estimation of flood discharge based on tree-ring evidence and hydraulic modelling. *Journal of Hydrology* 403, 103-115.
- Balsam, W.L., Ellwood, B.B., Ji, J., Williams, E.R., Long, X., Hassani, A.E. 2011: Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: Worldwide data from tropical and temperate climate. *Quaternary Science Reviews* 30, 2732-2744.
- Basu, S.R., Sarkar, S. 1990: Development of Alluvial Fans in the Foothills of the Darjeeling Himalayas and their Geomorphological and Pedological Characteristics. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 321-333.
- Beaty, C.B. 1990: Anatomy of a White Mountains Debris-Flow – The Making of an Alluvial Fan. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 67-89.
- Bendefy, L. 1975: A Maros geomorfológiája, Az Erdélyi-medence mai vízrendszerének földtani kialakulása. In: Csoma, J. – Laczay, I. (szerk.). Vízrajzi Atlasz Sorozat 19. kötet. Maros I. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest. 13-14.
- Benito, G., Sánchez-Moya, Y., Sopena, A. 2003: Sedimentology of high-stage flood deposits of the Tagus River, Central Spain. *Sedimentary Geology* 157, 107-132.
- Benito, G., Thorndycraft, V.R. 2005: Palaeoflood hydrology and its role in applied hydrological sciences. *Journal of Hydrology* 313, 3-15.
- Berec, B. 2007: Megfigyelések a Tisza délvidéki hatásterületén. – Szakdolgozat. Eötvös Loránd Tudományegyetem, Természettudományi kar. 53.
- Berec, B. 2012: Morphometric analysis of the Banatian part of Mureş/Maros alluvial fan using historical maps and GIS techniques. – “Historical Maps in Environmental Geosciences”, *Conference Abstract Cluj Napoca*.
- Berec, B., Gábris, Gy. 2013: A Maros hordalékkúp bányászati szakasza. In: Frisnyák, S., Gál, A. (szerk.): Kárpát-medence: természet, társadalom, gazdaság (Földrajzi tanulmányok), Nyíregyháza, 51-64.
- Black, B.A., Copenheaver, C.A., Frank, D.C., Stuckey, M.J., Kormanyos, R.E. 2009: Multi-proxy reconstructions of northeastern Pacific sea surface temperature data from trees and Pacific geoduck. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 278, 40-47.
- Blair, T.C., McPherson, J.G. 2009: Alluvial fan processes and forms. In: Parson, A.J., Abrahams, A.D. (szerk.): Geomorphology of Desert Environments. Springer 413-467.

- Blanka, V., Kiss T. 2011: Kanyarulatfejlődés dinamikájának vizsgálata természeti és antropogén hatások tükrében. In: Unger, J, Pál-Molnár, E. (szerk.) Geoszféra 2010. Szeged, Geoliter, 9-40.
- Borsy, Z. 1954: Geomorfológiai vizsgálatok a Bereg-Szatmári síkságon. *Földrajzi értesítő* 3/2, 270-279.
- Borsy, Z. 1987: Az Alföld hordalékkúpjainak fejlődéstörténete. *Acta Academiae Paedagogicae Nyíregyháziensis*, 5-42.
- Borsy, Z. 1989: Az Alföld hordalékkúpjának negyedidőszaki fejlődéstörténete. *Földrajzi Értesítő* 38/3-4, 211-224.
- Borsy, Z. 1990: Evolution of the alluvial fans of the Alföld. In: Rachocki, A.H., Church, M. (szerk.), Alluvial Fans, A Field Approach. Wiley, Chichester, 229-247.
- Borsy, Z., Lóki, J. 1982: Nyíregyháza geomorfológiája. *Acta Academiae Paedagogicae Nyiregyhaziensis* 9, 5-19.
- Borsy, Z., Molnár, B., Somogyi, S. 1969: Az alluviális medencesíkságok morfológiai fejlődéstörténete Magyarországon. *Földrajzi Közlemények* 17/3, 237-254.
- Borsy, Z., Félegyházi, E., Csongor, É. 1989: A Bodrogek köz kialakulása és vízhálózatának változásai. *Alföldi Tanulmányok*, Békéscsaba, 65-81.
- Borsy, Z.-né., Borsy, Z., 1955: Pollenanalitikai vizsgálatok a Nyírség É-i részében. *KLTE Actája*, 1-10.
- Brand, U. 2004: Carbon, oxygen and strontium isotopes in Paleozoic carbonate components: an evaluation of original seawater-chemistry proxies. *Chemical Geology* 204, 23-44.
- Brauer, A., Endres, C. Negendank, J. F. W. 1999: Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International* 61, 17-25.
- Brice, J.C., 1964: Channel Patterns and Terraces of the Loup Rivers in Nebraska. Geological survey professional paper 422-D. United States Government printing office, Washington, 39-73.
- Briffa, K.R., Osborn, T.J., Schweingruber, F.H. 2004: Large-scale temperature inferences from tree rings: a review. *Global and Planetary Change* 40, 11-26.
- Brooks, A.P., Brierly, G.J., Millar, R.G. 2003: The long-term control of vegetation and woody debris on channel and flood-plain evolution: insights from a paired catchment study in southeastern Australia. *Geomorphology* 51/1-3, 7-29.
- Bull, W.B. 1972: Recognition of alluvial fan deposits in the stratigraphic records. In: Rigby, J.K., Hamblin, W.K. (szerk.): Recognition of ancient sedimentary environments. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists Special Publication 16, 153-171.
- Bull, W.B. 1977: The alluvial fan environment. *Progress in Physical Geography* 1, 222-270.
- Bulla, B. 1943: A Gyergyói-medence és a Felső-Maros völgy kialakulása. *Földtani Közlöny* 73./10-12, 633-639.
- Carlston, C.W. 1965: The relation of free meander geometry to stream discharge and its geomorphic implications. *American Journal of Science* 263, 864-885.
- Carson, E.C., Munroe, J.S. 2005: Tree-ring based streamflow reconstruction for Ashley Creek, northeastern Utah: implications for palaeohydrology of the southern Uinta Mountains. *The Holocene* 15/4, 602- 611.
- Costa, J.E. 1984: Physical geomorphology of debris flow. In: Costa, J.E., Fleisher, P.J. (szerk.): Developments and Applications of Geomorphology, Springer 268-317.
- Cholnoky, J. 1924: Az Alföld felszíne. *Erdészeti lapok közlönye*, 63, 49-60.

- Ciszewski, D., Malik, I., 2004: The use of heavy metal concentrations and dendrochronology in the reconstruction of sediment accumulation, Mala Panew River Valley, southern Poland. *Geomorphology* 58, 161-174.
- Cunningham, A.C., Wallinga, J. 2012: Realizing the potential of fluvial archives using robust OSL chronologies. *Quaternary Geochronology* 12, 98-106.
- Copper, M.L. 2006: Luminescence and radiocarbon chronologies of playa sedimentation in the Murray Basin, southeastern Australia. *Quaternary Science Reviews* 25, 2594-2607.
- Csoma, J., Laczay, I. (szerk.) 1975: Vízrajzi Atlasz Sorozat 19. kötet. Maros, 1-26.
- Csongor, É., Félegyházi, E., Szabó I. 1982: A Karcsa-ér medrének vizsgálata pollenanalitikai és radiokarbon módszerrel. *Acta Geographica Debrecina*, 51-81.
- Deák, J.Á. 2004: Tájváltozás vizsgálatok élőhelytérképezés segítségével Csongrád és Szeged városok környékén. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa). Szeged, 334-371.
- De Chant, L.J., Pease, P.P., Tchakerian, V.P. 1999: Modelling alluvial fan morphology. *Earth Surface Processes and Landforms* 24, 641-652.
- Denny, C.S. 1967: Fans and pediments. *American Journal of Science* 265, 81-105.
- Díez-Herrero, A., Ballesteros, J.A., Ruiz-Villanueva, V., Bodoque, J.M. 2013: A review of dendrogeomorphological research applied to flood risk analysis in Spain. *Geomorphology* 196, 211-220.
- Dövényi, Z. (szerk.) 2010: Magyarország kistájainak katasztere – MTA Földrajztudományi Kutatóintézet, Budapest, 274-289.
- Duller, G.A.T. 1991: Equivalent dose determination using single aliquots. *Nuclear Tracks and Radiation Measurements*, 18/4, 371-378.
- Dury, G.H. 1961: Bankfull discharge: an example of its statistical relationships. *International Association of Scientific Hydrology* 6/3, 48-55.
- Dury, G. H., 1976. Discharge prediction, present and former, from channel dimensions. *Journal of Hydrology* 30, 219-245.
- Galbraith, R.F., Roberts, R.G., Laslett, G.M., Yoshida, H., Olley, J.M. 1999: Optical dating of single and multiple grains of quartz from Jinmium rock shelter, northern Australia: Part I, experimental design and statistical models. *Archaeometry* 41, 339-364.
- Gábris, Gy. 1986: Alföldi folyóink holocén vízhozamai. *Alföldi Tanulmányok*, 35-48.
- Gábris, Gy. 1998: Late Glacial and Post Glacial development of drainage network and the paleohydrology in the Great Hungarian Plain. In: Bassa, L., Kertész Á. (szerk.): *Windows on Hungarian Geography*. Akadémia Kiadó, Budapest, 23-36.
- Gábris, Gy. 1995: A paleohidrológiai kutatások újabb eredményei. *Földrajzi Értesítő* 44/1-2, 101-109.
- Gábris, Gy., Félegyházi, E., Nagy, B., Ruzsiczay, Zs. 2001: A Középső-Tisza vidékének negyedidőszak végi folyóvízi felszínfejlődése. A Magyar Földrajzi Konf. CD kiadványa, Szeged.
- Gábris, Gy., Horváth, E., Novothny, Á., Ruzsiczay-Rüdiger, Zs. 2012: Fluvial and aeolian landscape evolution in Hungary – results of the last 20 years research. *Netherlands Journal of Geosciences, Geologie en Mijnbouw* 91, 111-128.
- Gábris, Gy., Nagy, B. 2005: Climate and tectonically controlled river style changes on the Sajó – Hernád alluvial fan (Hungary). In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (szerk.): *Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics*. The Geological Society, London, 61-67.
- Gábris, Gy., Nádor, A. 2007: Long-term fluvial archives in Hungary: response of the Danube and Tisza rivers to tectonic movements and climatic changes during the Quaternary: a review and new synthesis. *Quaternary Science Reviews* 26, 2758-2782.

- Gábris, Gy, Telbisz, T., Nagy, B, Belardinelly, E. 2002: A tiszai hullámtér feltöltődésének kérdése és az üledékképződés geomorfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 84/3, 305-323.
- Gómez-Villar, A., García-Ruiz, J.M. 2000: Surface sediment characteristics and present dynamics in alluvial fans of the central Spanish Pyrenes. *Geomorphology* 34, 127-144.
- Goswami, P.K., Pant, C.C., Pandey, S. 2009: Tectonic controls on the geomorphic evolution of alluvial fans in the Piedmont Zone of Ganga Plain, Uttarakhand, India. *Journal Earth System Science* 118, 245-259.
- Gurnell, A.M., Petts, G.E., Hannah, D.M., Smith, B.P.G., Edwards, P.G., Kollmann, J., Ward, L.W., Tockner, K. 2001: Riparian vegetation and island formation along the gravelbed Fiume Tagliamento, Italy. *Earth Surface Processes and Landforms* 26, 31-62.
- Guzzetti, F., Marchetti, M., Reichenbach, P. 1997: Large alluvial fans in the north-central PO Plain (Northern Italy). *Geomorphology* 18, 119-136.
- Félegyházi, E. 1998: Adalékok a Tisza és a Szamos folyóhálózatának alakulásához a felső-pleniglaciális időszakban. *Acta Geographica Debrecina* 34, 203-218.
- Félegyházi, E. 2001: A Berettyó-Kálló vidék és az Érmellék medertípusainak elemzése. Földrajzi Konferencia, Szeged.
- Félegyházi, E. 2008: Ártéri lapályok elhagyott medrek- és morotvatavainak feltöltődési sebessége. In: Kiss, T., Mezösi, G. (szerk.): Recens geomorfológiai folyamatok sebessége Magyarországon. Juhász Gyula Felsőoktatási Kiadó, Szeged, 55-63.
- Félegyházi, E., Tóth, Cs. 2003: A Halas-fenék lefűződött medermaradvány üledékanyagának szedimentológiai, mikromineralógiai és palinológiai vizsgálata. *Acta Geographica Debrecina* 229, 21-30.
- Félegyházi, E., Szabó J., Szántó Zs., Tóth Cs. 2004: Adalékok az északkelet Alföld pleisztocén végi, holocén felszínfejlődéséhez újabb vizsgálatok alapján. Szeged II. Geográfus Konferencia.
- Fiala, K., Sipos Gy., Kiss, T. 2006: Szabályozások hatására bekövetkező morfológiai változások a Tisza és a Maros alsó szakaszán. In Kiss A. – Mezösi G. – Sümegi Z. (szerk.): Táj, környezet és társadalom. Ünnepi tanulmányok Keveiné Bárany Ilona professzor asszony tiszteletére. 203-213.
- Fritts, H.C., Blasing, T.J., Hayden, B.P., Kutzbach, J.E. 1971: Multivariate techniques for specifying tree-growth and climate relationships and for constructing anomalies in paleoclimate. *Journal of Applied Meteorology* 10, 845-864.
- Hardgrove, C., Moersch, J., Whisner, S. 2009: Thermal imaging of alluvial fans: A new technique for remote classification of sedimentary features. *Earth and Planetary Science Letters* 285, 124-130.
- Harvey, A.M. 1984: Debris Flows and Fluvial Deposits in Spanish Quaternary Alluvial Fans: Implications for Fan Morphology. *Sedimentology of Gravels and Conglomerates - Memoir* 10, 123-132.
- Harvey, A.M. 1990: Factors Influencing Quaternary Alluvial Fan Development in Southeast Spain. In. Rachocki, A.H. – Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 247-269.
- Harvey, A.M. 1996: The role of alluvial fans in the mountain fluvial system of southeast Spain: implications of climatic change. *Earth Surface Processes and Landforms* 21, 543-553.
- Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. 2005: Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics - introduction. A review of alluvial-fan research. In: Harvey, A.M., Mather, A.E., Stokes, M. (szerk.): Alluvial fans: geomorphology, sedimentology, dynamics. The Geological Society, London, 1-7.
- Hewit, K. 2002: Styles of rock-avalanche depositional complexes conditioned by very rugged terrain, Karakoram Himalaya, Pakistan. In: Evans, S.G. – DeGraff, J.V.,

- (szerk.): Catastrophic landslides: Effects, occurrence, and mechanisms. *Geological Society of America Reviews in Engineering Geology* 15, 347-377.
- Hogg, S.E. 1982: Sheetfloods, Sheetwash, Sheetflow, or ... ? *Earth-Science Reviews* 18, 59-76.
- Horton, B.K., DeCelles, P.G. 2001: Modern and ancient fluvial megafans in the foreland basin system of the central Andes, southern Bolivia: implications for drainage network evolution in foldthrust belts. *Basin Research* 13, 43-63.
- Howard, A.J., Gearey, B.R., Hill, T., Fletcher, W., Marshall, P. 2009: Fluvial sediments, correlations and palaeoenvironmental reconstruction: The development of robust radiocarbon chronologies. *Journal of Archaeological Science* 36, 2680-2688.
- Hu, G., Zhang, J., Qiu, W., Zhou, L. 2010: Residual OSL signals in modern fluvial sediments from the Yellow River (HuangHe) and the implications for dating young sediments. *Quaternary Geochronology* 5, 187-193.
- Hugget, R.J. 2007: Geomorphic materials and processes. In: Fundamentals of Geomorphology, 49-94.
- Jarrett, R.D., England, J.F., 2002: Reliability of paleostage indicators for paleoflood studies. In: House, P.K., Webb, R.H., Baker, V.R., Levish, D.R. (szerk.), Ancient Floods, Modern Hazards: Principles and Applications of Paleoflood Hydrology, Water Science and Application, vol. 5. American Geophysical Union, Washington, D.C., 91-109.
- Járainé Komlódi, M. 1966: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez I. *Botanikai Közöny* 53/3, 43-55.
- Járainé Komlódi, M. 1969: Adatok az Alföld negyedkori klíma-és vegetációtörténetéhez II. *Botanikai Közöny* 56/1, 43-55.
- Járainé Komlódi, M. 2000: A Kárpát-medence növényzetének kialakulása. In: Bartha D. (szerk.) Válogatott tanulmányok II. 5-59.
- Joó, I., Balázsik V., Gyenes R. 2000: A jelenkori függőleges felszínmozgások és a Dél-kelet Magyarországon végzett szeizmikus mélysondázási adatok összehasonlítása. *Geodézia és Kartográfia* 2000/5.
- Johnstone, M. Macklin, M.G., Lewin, J. 2006: The development and application of a database of radiocarbon-dated Holocene fluvial deposits in Great Britain. *Catena* 66/1-2, 14-23.
- Kallmeier, E., Breitkreuz, C., Kiersnowski, H., Geißler, M. 2010: Issues associated with the distinction between climatic and tectonic controls on Permian alluvial fan deposits from the Kotzen and Barnim Basins (North German Basin). *Sedimentary Geology* 223, 15-34.
- Kangur, M. 2009: Spatio-temporal distribution of pollen in Lake Väike-Juusa (South Estonia) sediments. *Review of Palaeobotany and Palynology* 153, 354-359.
- Kasse, C., Bohncke, S.J.P., Vandenberghe, J., Gábris, Gy. 2010: Fluvial style changes during the last glacial-interglacial transition in the middle Tisza valley (Hungary). *Proceedings of the Geologist' Association* 121, 180-194.
- Katona, O., Sipos, Gy., Nagy, Z. 2012a: A Maros hordalékkúp elhagyott medreinek hidromorfológiai és hidrodinamikai jellemzői. A Magyar Földrajzi konferencia Tanulmánykötete, 1140-1150.
- Katona, O., Sipos, Gy., Onaca, A., Ardelean, F. 2012b: Reconstruction of paleo-hydrology and fluvial architecture at the Orosháza paleo-channel of River Maros, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5/1-2, 29-38.
- Kiss, T. 2014: Geomorfológiai vizsgálati módszerek. (in press)
- Kiss, T., Blanka, V. 2012: River channel response to climate- and human-induced hydrological changes: Case study on the meandering Hernád River, Hungary. *Geomorphology* 175-176, 115-125.
- Kiss, T., Bódis, K., 2000: Late Pleistocene drainage reconstruction of an alluvial fan covered by sand dunes, In: Dulias R., and Pelka, J. (szerk.), 2000, Aeolian Processes in different landscape zones, Sosnowiec, Poland, 149-162.

- Kiss, T., Hernesz, P., Sipos Gy. 2012a: Meander cores on the floodplain – the early Holocene development of the low-floodplain along the Lower Tisza Region, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5/1-2, 1-10.
- Kiss, T., Hernesz, P., Sümeghy, B., Sipos Gy. (under review): Evolution of the fluvial system of the Great Hungarian Plain – fluvial processes in a subsiding area since the beginning of the Weichselian. *Quaternary Science Review*.
- Kiss, T., Oroszi, V. Gy., Sipos, Gy., Fiala, K., Benyhe, B. 2011: Accelerated overbank accumulation after nineteenth century river regulation works: A case study on the Maros River, Hungary. *Geomorphology* 135, 191-202.
- Kiss, T., Sipos, Gy. Blanka, V., Sümeghy, B., Andrási, G., Hernesz, P., Benyhe, B. 2012b: Egyensúly és érzékenység, küszöbérték és agressziós hullám: a folyó, mint tájalkotó elem rendszeralapú értelmezése. In: Farsang A. - Mucsi L. - Keveiné Bárány I. (szerk.): Táj - érték, lépték, változás, Geolitera, 107-117.
- Kiss, T., Sipos, Gy., Mauz, B., Mezösi, G. 2012c: Holocene aeolian sand mobilization, vegetation history and human impact on the stabilized sand dune area of the southern Nyírség, Hungary. *Quaternary Research* 78, 492-501.
- Kiss, T., Sümeghy, B. 2008: Geomorfológiai alapú ártér-helyreállítás lehetősége a Száraz-ér egy rövid szakasza mentén. IV. Magyar Földrajzi Konferencia, Debrecen, 52-58.
- Kiss, T., Sümeghy, B., Hernesz, P., Sipos, Gy., Mezösi, G. 2013: Az Alsó-Tisza menti ártér és a Maros hordalékkúp késő-pleisztocén és holocén fejlődéstörténete. *Földrajzi Közlemények* 137, 269-277.
- Kiss T., Sümeghy B., Sipos Gy. 2014: Late Quaternary paleo-drainage reconstruction of the Maros River Alluvial Fan. *Geomorphology* 204, 49-60.
- Kiss, T., Urdea, P., Sipos, Gy., Sümeghy, B., Katona, O., Tóth, O., Onaca, A., Ardelan, F., Timofte, F., Ardelan, C., Kovács, Á. 2012d: A folyó múltja. In: Sipos Gy. (szerk.): A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Editura Universităţii de Vest din Timişoara, 33-64.
- Kochel, R.C. 1990: Humid fans of the Appalachian Mountains. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 109-131.
- Laczay, I. 1975: A Maros vízgyűjtője és vízrendszere. In: Csoma, J., Laczay, I. (szerk.). Vízrajzi Atlasz Sorozat 19. kötet. Maros 1. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest. 4-6.
- Laczay, I. 1982: A folyószabályozás tervezésének morfológiai alapjai. *Vízügyi Közlemények* 64, 235-255.
- Lageard, J.G.A., Drew, I.B. 2008: Hydrogeomorphic control on tree growth responses in the Elton area of the Cheshire Saltfield, UK. *Geomorphology* 95, 158-171.
- Larrasoña, J.C., Roberts, A.P., Rohling, E.J. 2008: Magnetic susceptibility of eastern Mediterranean marine sediments as a proxy for Saharan dust supply? *Marine Geology* 254, 224-229.
- Lauer, T., Frechen, M., Hoselmann, C., Tsukamoto, S. 2010: Fluvial aggradation phases in the Upper Rhine Graben - new insights by quartz OSL dating. *Proceedings of the Geologists' Association* 121, 154-161.
- Lauriol B., Duguay C.R., Riel A. 2002: Response of the Porcupine and Old Crow rivers in northern Yukon, Canada, to Holocene climatic change. *The Holocene* 12/1, 27-34.
- Lászlóffy W. 1982: A Tisza. Vízi munkálatok és vízgazdálkodás a tiszai vízrendszerben. Akadémiai Kiadó, Budapest, 183-206.
- Lecce, S.A. 1990. The Alluvial Fan Problem. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 3-24.
- Leopold, L.B., Wolman, M.G. 1957: River channel patterns: Braided, meandering, and straight. Physiographic and hydraulic studies of rivers. Geological survey professional paper 282-B. United States Government printing office, Washington. 39-73.

- Claudia J. Lewis, C.J., McDonald, E.V., Sancho, C Peña, J.L., Rhodes, E.J. 2009: Climatic implications of correlated Upper Pleistocene glacial and fluvial deposits on the Cinca and Gállego Rivers (NE Spain) based on OSL dating and soil stratigraphy. *Global and Planetary Change* 67/3-4, 141-152.
- Lian, A.B., Roberts, R.G. 2006: Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments. *Quaternary Science Reviews* 25, 2449-2468.
- Litt, T., Stebich, M. 1999: Bio- and chronostratigraphy of the lateglacial in the Eifel region, Germany. *Quaternary International* 61, 5-16.
- Loaiciga, H.A., Haston, L., Michaelsen, J. 1993: Dendrohydrology and long-term hydrologic phenomena. *Reviews of Geophysics* 31, 151-71.
- Lovász, Gy. 2002: A holocén felszínfejlődési folyamatok rekonstrukciója Magyarországon. *Földrajzi Értesítő* 51, 31-39.
- Lovász, Gy. 2006: A pleisztocén-holocén hordalékkúpok fejlődés-típusai Magyarországon. A Miskolci Egyetem közleményei. *A sorozat Bányászat* 69, 117-124.
- Lóczy, D., Veress, M. 2005: Geomorfológia I. Földfelszíni folyamatok és formák. Dialóg Campus Kiadó, Budapest, 335.
- Lóki, J., Hertelendi E., Borsy Z. 1994: New dating of blown sand movement in the Nyírség. *Acta Geographica Debrecina* 32, 67-76.
- Magilligan, F.J. 1992: Sedimentology of a fine-grained aggrading floodplain. *Geomorphology* 4, 393-408.
- Maizels, J. 1990: The Alluvial Fan Problem. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 271-304.
- Marosi, S., Somogyi, S. (szerk.) 1990: Magyarország kistájainak katasztere, MTA Földrajztudományi Kutató Intézet, Budapest, 303-322.
- Mauz, B., Bode, T., Mainz, H., Blanchard, W., Hilger, R., Dikau, R., Zöller, L. 2002: The luminescence dating laboratory at the University of Bonn: equipment and procedures. *Ancient TL* 20, 53-61.
- Márton, Gy. 1914: A Maros alföldi szakasza és fattyúmedrei. *Földrajzi Közlemények* 52, 282-301.
- Mezősi, J., Donáth, É. 1954: A Tisza és Maros oldott és lebegtet anyagának vizsgálata. *Hidrológiai Közlöny* 34/3-4, 140-148.
- Mihăilă, N., Popescu, N., Giurgea, P. 1990: Geologia și morfogeneza Câmpiei de Vest (sectorul Arad-Vinga-Pecica) și evoluția Mureșului în cursul său inferior, Dări de Seamă ale Inst. de Geologie și Geofizică, 74/4, 157-172.
- Miháltzné Faragó, M. 1983: Palynológiai vizsgálatok a Balaton fenékmintáin. MÁFI évi jelentése az 1981. évről. 439-448.
- Mike, K. 1975a: A Maros geomorfológiája. A Maros kialakulása és fejlődése. In: Csoma J. – Laczay I. (szerk.). Vízrajzi Atlasz Sorozat 19. kötet. Maros 1. fejezet. Hidrográfia, geomorfológia. Budapest. 14-18.
- Mike, K. 1975b: Utilization of the analysis of ancient river beds for the detection of Holocene crustal movements. *Tectonophysics* 29, 359-368.
- Mike, K. 1991: Magyarország ösrajza és felszíni vizeinek története. Aqua Kiadó, Budapest, 361-577.
- Molnár, B. 1981: Szedimentológia I. Egyetemi jegyzet, 50-55.
- Molnár, B. 1979: Szikes tó kutatás a Dél-Alföldön. *Hidrológiai tájékoztató* 19/1, 50-51.
- Molnár, B. 2007: A Maros folyó kialakulása és vízgyűjtő területének földtani felépítése. *Hidrológiai Közlöny* 87/2, 27-30.
- Morisawa, M. 1985: Rivers: Form and processes. Clayton, K.M. (szerk.) Longman, 222.

- Murkerji, A.B. 1990: The Chandigarh Dun alluvial fans: An analysis of the Process-form relationship. In: Rachocki, A., Church, M. (szerk.): Alluvial Fans - A Field Approach. Wiley, Chichester, 131-149.
- Murray, A.S., Olley, J.M., Caitcheon, G.G. 1995: Measurement of equivalent doses in quartz from contemporary water-lain sediments using optically stimulated luminescence. *Quaternary Science Reviews (Quaternary Geochronology)* 14, 365-371.
- Murray, A.B., Paola, C., 2003. Modeling the effects of vegetation on channel pattern in bedload rivers. *Earth Surface Processes and Landforms* 28, 131-143.
- Nagy, B. 2002: A felszínfejlődés késő-pleisztocén-holocén jellegzetességei a Sajó-Hernád hordalékkúpon. *Földtani Közlemények* 132/ksz, 93-100.
- Nádor, A., Sinha, R., Magyari, Á., Tandon, S.K., Medzihradszky, Zs., Babinszki, E., Thamó-Bozsó, E., Unger, Z., Singh, A. 2011: Late Quaternary (Weichselian) alluvial history and neotectonic control on fluvial landscape development in the southern Körös plain, Hungary. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 299, 1-14.
- Nádor, A., Thamó-Bozsó, E., Magyari, Á., Babinszki, E. 2007a: Fluvial responses to tectonics and climate change during the Late Weichselian in the eastern part of the Pannonian Basin (Hungary). *Sedimentary Geology* 202, 174-192.
- Nádor, A., Thamóné Bozsó, E., Magyari, Á., Babinszki, E., Dudko, A., Tóth, Z. 2007b: Neotektonika és klímaváltozás együttes hatása a Körös-medence késő-pleisztocén vízhálózat-fejlődésére. *A MÁFI 2005 Évi Jelentése*, 131-148.
- Nicholas, A.P. 2000: Modelling bedload yield in braided gravel bed rivers. *Geomorphology* 36, 89-106.
- Nichols, G. 2009: Sedimentology and Stratigraphy. Wiley-Blackwell, 129-150.
- Novothny, Á., Újházy, K. 2000: A termo- és optikai lumineszcens kormeghatározás elméleti alapjai és gyakorlati kérdései a negyedidőszaki kutatásokban. *Földrajzi Értesítő* 49/3-4, 165-187.
- Ono, Y. 1990: Alluvial Fans in Japan and South Korea. In: Rachocki, A.H., Church, M., (szerk.): Alluvial Fans: A Field Approach. Wiley, Chichester, 91-107.
- Ori, G. G. 1982: Braided to meandering channel patterns in humid-region alluvial fan deposits, river Reno, Po Plain (Northern Italy). *Sedimentary Geology* 31, 231-248.
- Oroszi, V.Gy. 2009: Hullámtér-fejlődés vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori értekezés. SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Paola, C., 1996. Incoherent structure: Turbulence as a metaphor for stream braiding. In: Ashworth, P.J., Bennett, S.J., Best, J.L., McLelland, S.J. (szerk.): Coherent Flow Structures in Open Channels. Wiley, 705-723.
- Pécsi, M. 1959: A magyarországi Duna-völgy kialakulása és felszínalaktana. Földrajzi Monográfiák III. Akadémiai Kiadó, Budapest, 346.
- Pécsi, M. 1975: A Kisalföld és a Nyugat-magyarországi-peremvidék. In: Pécsi M. (szerk.): Magyarország tájféldrajza 3. Akadémiai Kiadó, Budapest. 46-60.
- Petchey, F., Higham T. 2000: Bone Diagenesis and Radiocarbon Dating of Fish Bones at the Shag River Mouth Site, New Zealand. *Journal of Archaeological Science* 27, 135-150.
- Prescott, J. R., Hutton, J.T. 1994: Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23, 497-500.
- Prieto, M.D., Herrera, R., Dussel, P. 1999: Historical evidences of streamflow fluctuations in the Mendoza River, Argentina, and their relationship with ENSO. *Holocene* 9, 473-481.
- Püspöki, Z., Demeter, G., Tóth-Makk, Á., Kozák, M., Dávid, Á., Virág, M., Kovács-Pálffy, P., Kónya, P., Gyuricza, Gy., Kiss, J., McIntosh, R.W., Forgács, Z., Buday, T., Kovács, Z., Gombos, T., Kummer, I. 2013: Tectonically controlled Quaternary

- intracontinental fluvial sequence development in the Nyírség–Pannonian Basin, Hungary. *Sedimentary Geology* 283, 34-56.
- Rachocki, A. 1981: Alluvial Fans - An attempt at an empirical approach. Wiley, 3-24.
- Rosgen, D.L. 1994: A classification of natural rivers. *Catena* 22, 169-199.
- Rosgen D.L. 1996: Applied river morphology. Wildland Hidrology, Pagosa Sprins, 252.
- Rittenour, T. M. 2008: Luminescence dating of fluvial deposits: applications to geomorphic, palaeoseismic and archaeological research. *Boreas* 37, 613-635.
- Ritter, J.B., Miller, J.R., Husek-Wulforst, J. 2000: Environmental controls on the evolution of alluvial fans in Buena Vista Valley, North Central Nevada, during late Quaternary time. *Geomorphology* 36, 63-87.
- Saenger, C., Cronin, T., Thunell, R., Vann, C. 2006: Modelling river discharge and precipitation from estuarine salinity in the northern Chesapeake Bay: application to Holocene palaeoclimate. *The Holocene* 16/4, 467-477.
- Salonen, J.S., Seppä, H., Luoto, M., Bjune, A.E., Birks, H.J.B. 2012: North European polleneclimate calibration set: analysing the climatic responses of a biological proxy using novel regression tree methods. *Quaternary Science Reviews* 45, 95-110.
- Schafarzik, F. 1918: A budapesti Duna paleohidrográfiája. *Hidrológiai Közlöny* 48., 184-225.
- Scheurle, C., Hebbeln, D. 2003: Stable oxygen isotopes as recorders of salinity and river discharge in the German Bight, North Sea. *Geo-Marine Letters* 23, 130-136.
- Scheurle, C., Hebbeln, D., Jones, P. 2005: An 800-year reconstruction of Elbe River discharge and German Bight sea-surface salinity. *The Holocene* 15/3, 429-434.
- Schoklitsh, A. 1950: Handbuch der Wasserbaues. Wien.
- Schumm, S.A. 1963: A Tentative Classification of Alluvial River Channels. *Geological Survey Circular* 477, 1-10.
- Schumm, S.A. 1985: Patterns of alluvial rivers. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences* 13, 5-27.
- Schumm, S.A., Khan, H.R. 1972: Experimental study of channel patterns. *Bulletin of the Geological Society of America* 83, 1755-1770.
- Scott, M.L., Friedman, J.M., Auble, G.T., 1996: Fluvial process and the establishment of bottomland trees. *Geomorphology* 14, 327-399.
- Sidorchuk, A.Y., Borisova O.K. 2000: Method of paleogeo-graphical analogues in paleohydrological reconstructions. *Quaternary International* 72, 95-106.
- Sidorchuk, A.Y., Panin, A.V., Borisova O.K. 2009: Morphology of river channels and surface runoff in the Volga River basin (East European Plain) during the Late Glacial period. *Geomorphology* 113, 137-157.
- Singh, H., Parkash, B., Gohain, K. 1993: Facies analysis of the Kosi megafan deposits. *Sedimentary Geology* 85, 87-113.
- Sipos, Gy. 2004: Medermintázat és zátonyképződés homokos medrű síksági folyószakaszon (Maros 31-50 fkm). Geográfus Doktoranduszok VIII. Országos Konferenciája, Szeged. CD. ISBN: 963-482-687-3.
- Sipos, Gy. 2006: A meder dinamikájának vizsgálata a Maros magyarországi szakaszán. Doktori értekezés. SZTE Természeti Földrajzi és Geoinformatikai Tanszék, Szeged.
- Sipos, Gy. 2008: A lumineszcens kormeghatározás alkalmazása az utóbbi 10 000 év homokmozgási periódusainak datálására. Zagyary Zoltán és OTKA Posztdoktori Ösztöndíjasok Találkozója, Sopron.
- Sipos, Gy., Kiss T. 2004: Meder és mederformák recens fejlődése a Maros magyarországi szakaszán. In: A magyar földrajz kurrens eredményei (II. Magyar Földrajzi Konferencia kiadványa. ISBN: 963-482-687-3). 1458-1484.
- Sipos, Gy., Kiss T., Sümeghy B., Urdea, P., Tóth, O., Katona O., Onaca, A. 2012: Late pleistocene-holocene development of the Maros alluvial fan, Hungary-Romania.

- Applicability of PSL procedures and first dating results. UK Luminescence and ESR dating meeting 2012, Aberystwyth, UK.
- Sipos Gy. (szerk.) 2012: A Maros folyó múltja, jelene, jövője. Editura Universităţii de Vest din Timişoara, 212.
- Sloan, J., Miller, J.R., Lancaster, N. 2001: Response and recovery of the Eel River, California, and its tributaries to floods in 1955, 1964, and 1997. *Geomorphology* 36, 129-154.
- Somogyi, S. 1961: Hazánk folyóhálózatának fejlődéstörténeti vázlata. *Földrajzi Közlemények* 85/1, 25-50.
- Stanistreet, I.G., McCarthy, T.S. 1993. The Okavango fan and the classification of subaerial fan systems. *Sedimentary Geology* 85/1, 115-133.
- Stein, R., Dittmers, K., Fahl, K., Kraus, M., Matthiessen, J., Niessen, F., Pirrung, M., Polyakova, Y., Schoster, F., Steinke, T., Fütterer, D.K. 2004: Arctic (palaeo) river Zischarge and environmental change: evidence from the Holocene Kara Sea sedimentary record. *Quaternary Science Reviews* 23, 1485-1511.
- Stinchcomb, G. E., Driese, S. G., Nordt, L. C., Allen, P. M. 2012: A mid to late Holocene history of floodplain and terrace reworking along the middle Delaware River valley, USA. *Geomorphology* 169-170, 123-141.
- Sümethy, B., Kiss, T. 2011: Discharge calculation of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environmental Geography*. 4/1-4., 11-17.
- Sümethy, B., Kiss, T. 2012: Morphological and hydrological characteristics of paleochannels on the alluvial fan of the Maros River, Hungary. *Journal of Environmental Geography* 5/1-2., 11-19.
- Sümethy, B., Kiss, T., Fiala, K. 2012: Vízhozam és a kanyarulati paraméterek közötti összefüggések vizsgálata és alkalmazási lehetőségei. In.: Lóczy D. (szerk.): Geográfia a Kultúra Fővárosában I., Az V. Magyar Földrajzi Konferencia természetföldrajzi közleményei. Publikon kiadó, 115-123.
- Sümethy, B., Kiss, T., Sipos, Gy., Tóth, O. 2013: A Maros hordalékkúp felszíni képződményeinek geomorfológiája és kora. *Földtani Közlöny* 143/3, 265-278.
- Sümethy, P., Krolopp, E., Rudner, E. 2002: Negyedidőszak végi ökoszisztémái változások a Kárpát-medencében térben és időben. *Földtani Közlöny* 132/különszám, 5-22.
- Sümethy, P., Magyar, E., Dániel, P., Hertelendi, E., Rudner, E. 1999: A kardoskúti Fehér-tó negyedidőszaki fejlődéstörténeti rekonstrukciója. *Földtani közlöny* 129/4, 479-519.
- Sümethy, P., Törőcsik, T. 2007: Hazánk növényzete az éghajlatváltozások tükrében. *Természet Világa* 138/7, 292-295.
- Svingor, É. 2012: A C-14 kormeghatározás alapjai és problémái. *Archeometriai Műhely* 3, 135-146.
- Sylvia, D.A., Galloway, W.E. 2006: Morphology and stratigraphy of the late Quaternary lower Brazos valley: Implications for paleo-climate, discharge and sediment delivery. *Sedimentary Geology* 190, 159-175.
- Szőör, Gy., Sümethy, P., Hertelendi, E. 1989: Őshőmérsékleti adatok meghatározása malakohőmérő-módszerrel az Alföld felső pleisztocén - holocén klímaváltozásaival kapcsolatban. *Acta geographica ac geologica et meteorologica Debrecina* 28-29, 217-229.
- Thamóné Bozsó, E., Nagy, A. 2011: Késő-negyedidőszaki üledékek betemetődési korának meghatározása kvarczemcsék lumineszcens (OSL) vizsgálatával. *Földtani Közlöny* 141/1, 41-56.
- Thorndycraft, V.R., Benito, G., Rico, M., Sopena, A., Sánchez-Moya, Y., Casas, A. 2005: A long-term flood discharge record derived from slackwater flood deposits of the Llobregat River, NE Spain. *Journal of Hydrology* 313, 16-31.

- Timár, G. 2003: Geológiai folyamatok hatása a Tisza alföldi szakaszának medermorfológiájára. Doktori (Ph.D.) értekezés, ELTE Geofizikai Tanszék, Budapest, 1-135.
- Timár, G. 2005: Az alluviális folyók alaktípusai és a típusok kialakulásának feltételei, Irodalmi áttekintés és gyakorlati következtetések. *Hidrológiai Közlöny 1*, 1-10.
- Timár, G., Gábris, Gy. 2008: Estimation of water conductivity of natural flood channels on the Tisza flood-plain, the Great Hungarian Plan. *Geomorphology 98*, 250-261.
- Timár, G., Pál Sümegi, P., Horváth, F. 2005: Late Quaternary dynamics of the Tisza River: Evidence of climatic and tectonic controls. *Tectonophysics 410*, 97-110.
- Tooth, S., Rodnight, H., McCarthy, T.S., Duller, G.A.T., Grundling, A.T., 2009: Late Quaternary dynamics of a South African floodplain wetland and the implications for assessing recent human impacts. *Geomorphology 106*, 278-291.
- Turner, B.R., Makhlof, I. 2002: Recent colluvial sedimentation in Jordan: fans evolving into sand ramps. *Sedimentology 49*, 1283-1298.
- Volker, H.X., Wasklewicz, T.A., Ellis, M.A. 2007: A topographic fingerprint to distinguish alluvial fan formative processes. *Geomorphology 88*, 34-45.
- Ward, P.J., Aerts, J.C.J.H., Moel, H., Renssen, H. 2007: Verification of a coupled climate-hydrological model against Holocene palaeohydrological records. *Global and Planetary Change 57*, 283-300.
- Wefer, G., Berger, W.H., Bijma, J., Fischer, G. 1999: Clues to Ocean History: a Brief Overview of Proxies. In Fischer, G., Wefer, G. (szerk.): Use of proxies in paleoceanography. Examples from the South Atlantic. Berlin and Heidelberg: Springer, 1-68.
- Wen, R., Xiao, J., Chang, Z., Zhai, D., Xu, Q., Li, Y., Itoh, S., Lomtadze, Z. 2010: Holocene climate changes in the mid-high-latitude-monsoon margin reflected by the pollen record from Hulun Lake, northeastern Inner Mongolia. *Quaternary Research 73*, 293-303.
- Wilford, D.J., Cherubini, P., Sakals, M.E., 2005: Dendroecology: a guide for using trees to date geomorphic and hydrologic events. B.C. Min. For., Res. Br. Land Management Handbook No. 58, Victoria, B.C., 20.
- Williams, G.P. 1984: Paleohydrological Equations for Rivers. In: Costa J. E., Fleisher P. J. (szerk.): Developments and Applications of Geomorphology. Springer, Berlin, 343-367.
- Wintle, A.G., Murray, A.S. 2006: A review of quartz optically stimulated luminescence characteristics and their relevance in single-aliquot regeneration dating protocols. *Radiation Measurements 41*, 369-391.
- Xia, J., Wu, B., Wang, G., Wang, Y. 2010: Estimation of bankfull discharge in the Lower Yellow River using different approaches. *Geomorphology 117*, 66-77.
- Yuste, A., Luzón, A., Bauluz, B. 2004: Provenance of Oligo-Miocene alluvial fan and fluvial fans of the northern Ebro Basin (NE Spain): an XRD, petrographic and SEM study. *Sedimentary Geology 172*, 251-268.
- Zani, H., Assine, M.L., McGlue, M.M. 2012: Remote sensing analysis of depositional landforms in alluvial settings: Method development and application to the Taquari megafan, Pantanal (Brazil). *Geomorphology 161-162*, 82-92.
- Zygmunt, E. 2009: Alluvial fans as an effect of long-term man-landscape interactions and moist climatic conditions: A case study from the Glubczyce Plateau, SW Poland. *Geomorphology 108*, 58-70.

KÖSZÖNETNYILVÁNÍTÁS

Mindenekelőtt szeretném hálás köszönetemet kifejezni Dr. Kiss Tímeának, aki az elmúlt években folyamatosan figyelemmel kísérte munkámat, emberi és szakmai segítséget nyújtott számomra. Folyamatos iránymutatásával, bátorításával és hasznos szakmai tanácsaival jelentősen hozzájárult e munka létrejöttéhez.

Külön köszönöm a dolgozatom megírásához nyújtott szakmai segítséget és hasznos tanácsokat Dr. Sipos Györgynek.

Köszönöm az SZTE Természeti Földrajzi Tanszék dolgozóinak és doktoranduszainak, akik végig hasznos tanácsokkal, észrevételekkel segítették munkámat, és ugyancsak köszönet illeti Hernesz Pétert és Varga Sándort, illetve az egyetem azon hallgatóit, akik a terepi felmérések során segítségemre voltak és tanácsaikkal segítették munkámat.

Külön köszönöm Családomnak és Barátaimnak türelmüket és azt a támogatást, melyet munkám során tanúsítottak.

S végül, de nem utolsó sorban szeretnék köszönetet mondani Jövendőbelimnek, Füzesi Péternek végtelen türelméért, folyamatos támogatásáért és a dolgozat megírása során nyújtott segítségéért.

A kutatást a HURO/0901/266/2.2.2/01 számú pályázata támogatta.

Az értekezés egyes fejezeteihez (3.4., 4.1. és 5.1. fejezetek) kapcsolódó kutatás a TÁMOP 4.2.4.A/2-11-1-2012-0001 azonosító számú Nemzeti Kiválóság Program – Hazai hallgatói, illetve kutatói személyi támogatást biztosító rendszer kidolgozása és működtetése konvergencia program című kiemelt projekt keretében zajlott. A projekt az Európai Unió támogatásával, az Európai Szociális Alap társfinanszírozásával valósul meg.

SUMMARY

The Maros River drains the water of the Eastern and Southern Carpathians. As it reached the Great Hungarian Plain it built an extensive alluvial fan (ca. 8300 km²) with a radius of 80–100 km. The present-day Maros River is located in the east-west axis of the alluvial fan. North of the axis, the alluvial fan is more elongated than on the southern part. The alluvial fan is shared by Hungary (45%), Romania (35%) and Serbia (15%).

Tectonic activity has always played an important role in the evolution of the alluvial fan as the surrounding floodplain areas are sinking areas (Szeged and Körös Grabens), and the alluvial fan itself is also dissected by fault lines. It is reflected by the dissected base-rock, which consists of uplifting blocks (Battonya and Battonya–Pusztaföldvár High) and sinking basins (Békés Basin and Makó–Hódmezővásárhely Graben) characterized by continuous sedimentation during the Quaternary.

The surface of the Maros alluvial fan is characterized by paleo-channels, secondary channels, ox-bows, and fluvio–aeolian dunes. However, according to *Sümegei et al.* (1999), aeolian activity was not present on the alluvial fan (in contrast with the other alluvial fans of Hungary), thus its original fluvial structure is still preserved.

There were some previous scientific investigations about the evolution of the Maros Alluvial Fan, but the resolution of the data or the lack of the appropriate dating methods resulted in gaps in the evolution history.

The main goal of the dissertation was to reconstruct the evolution history of the Maros Alluvial Fan using morphometric analysis and identifying the fluvial forms. As on the alluvial fan's surface there were no or limited aeolian activity, the remnants of the paleo-channels could be identified and the paleo-directions of the Maros could be reconstructed. During the last 20 thousand years the Maros had a very dynamic fluvial system, which always tried to reach an equilibrium. Therefore, my aim was to identify the elements of this system and to determine the responses on internal or external disturbing factors.

In order to the reconstruct the development of the alluvial fan, five main goals were appointed:

1. To analyze the forms on the alluvial fan and create a geomorphological map of the fan.
2. To calculate the bankfull discharge of the meandering paleo-channels, using their morphometric parameters.
3. To analyze the main sedimentological characteristics of the paleo-channels.
4. To define the paleo-direction changes on the alluvial fan's surface.
5. To reconstruct the evolution history of the Maros River alluvial fan.

METHODS

During the study a comprehensive research was carried out. As a first step the geomorphological setting of the alluvial fan was analyzed, then the age of the paleo-channels was determined. Finally, based on my results and of previous works, the evolution history of the alluvial fan was reconstructed.

The detailed geomorphological analysis was made just on the Hungarian part of the alluvial fan, as in the neighboring countries the maps with the available best resolution (1:25,000) are not suitable for the identification of fluvial forms. On the Hungarian part, topographic maps (1:10,000) were used under ArcGIS 10 for the

analysis. The paleo-discharge calculation, the age determination and the sedimentological analysis were made on both Romanian and Hungarian territories.

Geomorphology of the alluvial fan's surface

To determine the slope of the alluvial fan longitudinal and transversal height profiles were drawn. Along the profiles the altitude was determined at every kilometer. Based on the longitudinal profiles the different parts of the alluvial fan (i.e. fanhead, midfan, distal part and foreground) were identified. The transversal profiles gave information on the fluvial forms of the fan (e.g. channel width, depth, relative age of avulsions).

To identify the paleo-channel on the surface of the alluvial fan, their bank-lines and center-lines were outlined. The mid-channel bars, islands, point-bars, point-bar systems, swales, scour channels, and natural levees were also identified. The slopes of the paleo-channels and their floodplains were also measured.

Paleo-discharge calculation

During the geomorphological analysis, the horizontal channel parameters (e.g. width, radius of curvature, meander length, chord length) of the meandering paleo-channels were determined. The bankfull paleo-discharge of the meandering and misfit channels were calculated using regional equations created for the fluvial system of the Tisza River.

Analysis of bedload sediment

To determine the age and sedimentological settings of the paleo-channels samples were collected from the sandy bars of the paleo-channel fragments. Altogether drillings were made at 29 sites on the point-bars of meandering, misfit and anastomosing channels, and on the mid-channel bars of braided paleo-channels. Where the meanders had well-developed point-bar systems, the oldest and the youngest point-bars were also sampled to determine the period of channel activity.

During the sedimentological analysis the grain-size distribution (d_{90}) of the samples were also measured. The 150–220 μm and 90–150 μm particles were selected for OSL measurements in order to determine the age of paleo-channels.

Evolution history of the Maros River alluvial fan

One of the aims was to define the temporal and spatial sequence of the alluvial fan constructions. The OSL ages of the channels and the identified paleo-directions on the alluvial fan's surface were combined to fulfill this aim.

To reconstruct the evolution history of the alluvial fan my results (slope of the alluvial fan, channel pattern, slope of the channels and of the adjacent floodplains, paleo-discharge values, sedimentary characteristics of the studied bars) were combined with previous studies on the most important factors which could influence the fluvial system (e.g. precipitation, temperature, vegetation and tectonic activity). Those factors were selected, which significantly could alter the sediment- and water discharge, and generate alterations in the alluvial fan system.

RESULTS

Geomorphological analysis of the alluvial fan

The detailed geomorphological analysis of the alluvial fan was made on the Hungarian part (3640 km^2), though the channels were also identified on the Romanian part (3320 km^2).

The fanhead of the alluvial fan is located in Romania, therefore its slope (46-52 cm/km) could be determined just approximately. The midfan is located in the Hungarian part, its mean slope is 27-28 cm/km. The steepest (37-65 cm/km) part of the fan is the distal part. The gentle sloping (8.3 cm/km) foreground of the alluvial fan connects the distal part of the Maros alluvial fan with the former floodplain of the Tisza River.

The transversal profiles reflect the height conditions of the paleo-channel zones, referring to incision, avulsion and overbank accumulation processes on the fan. Based on the height conditions of channels with similar age it could be reconstructed, whether they co-existed (same bottom-level) or one is older than the other (their bottom is at different level).

The channel pattern significantly depends on the slope of the alluvial fan. On the midfan, where the slope is moderate, the development of anastomosing channels are typical, while on the steeper distal part meandering channels are characteristic. Braided channel pattern developed from the midfan to the foreground part of the alluvial fan. Accordingly, on the middle part of the alluvial fan anastomosing (and braided) rivers with smaller sinuosity are characteristic, while on the distal part of the alluvial fan meandering channels with greater sinuosity are typical. The dependence of channel pattern on slope is also described in previous works (Ori 1982, Singh *et al.* 1993, Arzani 2005).

The paleo-channels and their floodplains were grouped into paleo-channel zones (18) based on their channel pattern, course and morphometry. The area, length and width of the zones were defined. The length, mean width and pattern of the channels were identified in each zone. These data constitute the basis of the geomorphological map of the alluvial fan.

Meandering paleo-channels developed in 12 zones on the distal and foreground part of the alluvial fan. The mean slope of these paleo-channels is 13.2 cm/km, while the sinuosity is between 1.4 and 2.0. The meandering paleo-channels are 40–60 km long, while the longest is 122 km. The mean width of the channel belt is between 0.8–3.9 km. In the paleo-channel zones the meanders vary in size: meander length is between 845–2394 m, the chord length is between 435–2394 m and the radius of curvature varies between 202–656 m. The most complex point-bar systems developed on the distal part of the alluvial fan where the slope is steeper. In the longer paleo-channel zones the complexity of point-bar systems increases downstream, also in relation to the increased size and development stage of the meanders. For example, in paleo-channel zone XIII, the complexity of point-bar systems simultaneously increases downstream, with the increasing meander parameters and the increasing development stage (β) of the meanders (e.g., the radius of curvature increases from 458 to 854 m and β increases from 1.21 to 1.37). In the most complex point-bar systems the distance between the point-bars is 155–775 m. In case of only three- or four-member point-bar systems, the space between the forms is only 136–318 m. Consequently, the complexity of point-bar systems and the slope increase downstream on the fan. Similar phenomenon was described by some authors (Schumm and Khan 1972, Blanka and Kiss 2011).

In the thalweg of the older meandering channels *misfit channels* developed due to decreasing discharge. The morphometric parameters of the host-meanders are much greater than of the misfit channels: their average meander length and radius of curvature 2-3 times greater, and their mean chord length is 3-4 times greater than of the misfit meanders.

Anastomosing channel pattern developed on the central part of the alluvial fan in seven paleo-channel zones. The mean slope of the channels is 20.7 cm/km, while the sinuosity is only 1.1-1.3. The longest (74.7 km) anastomosing paleo-channel extends from the axis of the alluvial fan towards its margin, though the rest of the anastomosing zones are much shorter (6.5-26.8 km). The width of their channel belt is 1.8-3.6 km, while the development stage of the meanders is between 1.05-1.23. The avulsions of the anastomosing channels driven by slope changes of the floodplain. At the avulsion-points the slope is moderate, while between them the slope decreases and islands were formed.

Braided channel pattern was found in seven paleo-channel zones. Two of them are running from the central part towards the foreground of the alluvial fan (51.1-62.2 km). On the distal part of the fan shorter (12.0-20.4 km) channel sections remained. The mean slope of the braided channels is 16.3 cm/km. The width of the channels is between 1.8-3.4 km and their floodplains were convex.

On the surface of the alluvial fan three different types of incision were determined. (1) Incision on the distal part of the fan, which could developed due to headcut erosion, (2) incision of the misfit channels due to the decreased discharge, and (3) the fanhead incision on the apex of the alluvial fan.

Bankfull discharge of the paleo-channels

The horizontal channel parameters of the meandering paleo-channels were used to calculate their bankfull discharge. There are some paleo-discharge equations in the Hungarian literature (Gábris 1986, Timár and Gábris 2008), but these formulas contain unknown coefficients or the range of applicability is unknown. Therefore, regional equations were created based on the present hydro-morphological parameters of the Tisza and its tributaries (Sümeghy and Kiss 2011). The horizontal channel parameters (meander length, chord length and radius of curvature) of the paleo-channels were used to calculate the bankfull paleo-discharge of the meandering and misfit channels. The correlation coefficients of the equations are between 0.70-0.82. The chord length ($R^2=0.82$) and the meander length ($R^2=0.81$) shown the closest connection with the bankfull discharge.

During field works we had noticed that the width/depth ratio of the paleo-channels is different than of the present-day channels. This was the reason why correction was made on the calculated paleo-discharges. Based on sediment and the cross-section profiles (made with RTK GPS) the difference between the paleo- and present-day channel's width/depth ratios was calculated. Nowadays the channels are narrower (35%) and deeper (2.3 times). Thus, based on my calculations the paleo-channels could transport 65.5% of the calculated paleo-discharges.

The greatest paleo-channels on the alluvial fan had considerable bankfull discharge (1004-1231 m³/s), which is within the range of the Tisza's mean (800 m³/s) and the Maros's peak (1600-2500 m³/s) discharge. Most of the channels had lower discharge (374-769 m³/s), which is between the Tisza's discharge belong to mid-stage (550 m³/s) and the present-day Maros's bankfull discharge (680 m³/s). There are some channels which have very low discharge (208-250 m³/s), which is within the range of the Maros's and the Tisza's discharge at low and middle stages (161 m³/s and 550 m³/s). The misfit channels had a discharge (77-110 m³/s), which is within the range of the Maros's discharge at low and middle stages (21-161 m³/s).

Former equations (Leopold and Wolman 1957, Dury 1976, Timár and Gábris 2008) were used to check the applicability of the created, regional equations. Applying the equation created by Timár and Gábris (2008) to calculate mean discharge, the

resulted discharge was 30% less than the bankfull discharges calculated by my new equations. Applying the equations of *Leopold and Wolman 1957*, and *Dury 1976* the resulted discharge was 3.3-5.7 times greater. One reason of this difference could be the regionality, as they were created for rivers of Great Britain and the United States, which are under different climate conditions. The other reason of the difference could be the methods of the calculation (see *Gábris 1995*).

Sedimentological analysis and OSL age of the bar sediments

Based on the depth of dated bar material, I could calculate the floodplain aggradation rate. During the last 20,000 years the mean aggradation rate on the Maros River alluvial fan was 1.88 cm/100 years. During the Holocene the floodplain aggradation rate was greater (2.83 cm/100 years), than during the Pleistocene (1.45 cm/100 years). These results fit to the previous works (*Borsy and Lóki 1982*, *Borsy et al. 1989*, *Félegyházi et al. 2004*), which gave similar aggradation rates in the Bodroghöz, in the Upper Tisza Region and in the Nyírség. At the same time the Holocene aggradation rate is just 1.2% of the recent aggradation rate (2.3 ± 0.3 cm/year) measured on the regulated floodplain of the Maros River (*Kiss et al. 2011*). The intensive floodplain aggradation rate during the Holocene also reflected by the sediment size of the sandy bar material. The Holocene sediment is coarser (mean $d_{90} = 221.9 \mu\text{m}$), than the Pleistocene one (mean $d_{90} = 70.8 \mu\text{m}$). In means that during the Holocene sandy point-bars and mid-channel bars were formed in an environment with higher energy.

In the next step the connection between the grain-size distribution and the location of the samples was evaluated. The percentage of the sandy material on the steeper alluvial fan parts (proximal and distal) is between 71.5-72%, while the mean d_{90} of the samples is between 185-190 μm . On the gentle alluvial fan parts (central and foreground) the percentage of the sandy material is similar (60-70%), but the mean d_{90} of the samples is just 59-70 μm .

During the analyses it became obvious, that the grain-size distribution could be very different on the same part of the alluvial fan, partly because the depth and age of the samples differed, but also because of their channel pattern. At the same part of the alluvial fan the coarsest sediment size was deposited in the braided channels ($d_{90} = 106.7 \mu\text{m}$). The grain-size within the anastomosing channels is smaller ($d_{90} = 78.5 \mu\text{m}$), while the meandering channels have the finest sediment ($d_{90} = 55.3 \mu\text{m}$). It fits to the opinion of *Schumm (1985)*, who declared that the braided and anastomosing rivers transport the coarsest sediment.

The sedimentological analyses of the point-bar systems reflect that within the same meander the younger point-bars have finer sediment. This is in good agreement with the contemporary point-bar system's grain-size distribution (*Magilligan 1992*). However, the misfit channels show different tendency. In their case the oldest point-bar has the finest sediment, while the point-bars of the misfit channels are coarser. This could be reasoned by the incision of the misfit channel into the coarse thalweg bottom.

Altogether 29 samples were collected for OSL dating to determine the age of the paleo-channels. The oldest paleo-channels were active 18.7 ± 2.3 ka ago. On the alluvial fan's surface no older channels were identifiable, because the youngest channels reworked these forms. The youngest channels located on the southern, Romanian part of the alluvial fan. The age of the youngest channel is 1.6 ± 1.3 ka. Thus the development of the alluvial fan could be reconstructed since the Late Pleniglacial. In some cases, both the oldest and the youngest point-bars of a point-bar system were sampled for OSL dating, providing an opportunity to date the appearance and the last activity of the paleo-Maros at a certain drainage.

Paleo-direction changes of the Maros River

Eight paleo-directions (a-h) were separated based on the pattern, direction and OSL age of the paleo-channels. Altogether five paleo-directions (a-e) were active during the Pleistocene, all formed the Hungarian part of the alluvial fan. The younger three (f-h) paleo-directions run south of the present-day course of the Maros.

The oldest paleo-channel direction (a) was active from 18.7 ± 2.3 until 16.3 ± 1.3 ka in the middle part of the alluvial fan. This meandering paleo-channel is running north of the elevated Battonya High towards the Tisza River.

Though, there is a slight overlap between the OSL ages of the next b-paleo-direction, it still should be distinguished based on its direction and morphology. The braided paleo-channel was active $16.3 \pm 1.3 - 15.5 \pm 2.0$ ka ago. Its proximal section shifted towards north, but then it turned sharply to southwest, running north of the elevated Battonya High and reworking the material of the older a-paleo-drainage along a short section.

Approximately $15.2 \pm 2.0 - 14.1 \pm 1.1$ ka ago, the paleo-Maros shifted further north (c-paleo-direction), thus three paleo-channels run toward the Körös Basin. In this case, the OSL dating and channel pattern provided useful data on drainage reconstruction. The northeast paleo-channel has a braided pattern on the proximal part of the alluvial fan, which turned into meandering on the distal part. The middle and the southern paleo-directions had anastomosing pattern. These two directions could be active at the same time. On the distal part of the fan the northeast direction formed a secondary alluvial fan. In this part of the fan the tree paleo-direction could be active at the same time.

In the bottom of the meandering, a-paleo-drainage a misfit channel developed (d-paleo-direction) between 14.2 ± 1.4 and 11.4 ± 1.7 ka ago.

Approximately 12.9 ± 1.0 and 9.6 ± 1.3 ka ago, the Maros turned slightly southward, forming two well-identified course (e- paleo-direction). The northern, meandering paleo-channel is running from east to west, while the southern channel running in the middle part of the fan and represents channel metamorphosis along its reach.

There was a considerable avulsion $9.6 \pm 1.3 - 8.5 \pm 0.9$ ka ago, when the Maros River started to build the southern lobe of the alluvial fan. At this time there was an extensive sinking which resulted the incision of the Tisza River and the base-level drop of the Maros River (*Kiss et al.* under review). After this, the Maros started to build the southern, Romanian part of the alluvial fan (f-h paleo-direction).

Approximately $8.5 \pm 1.1 - 7.1 \pm 1.0$ ka ago the Maros River started to build the southern part of the alluvial fan (f-paleo-direction). The meandering channel run to north, but then it turned to southwest, south of the elevated Battonya High. The point-bars of the upstream section suggest that this drainage existed at the same place for a long time (from 8.5 ± 0.9 until 5.3 ± 0.8 ka).

The next g-paleo-direction has similar direction like the f-paleo-direction on the upstream section, but on the downstream section the meandering channel turned to west and it runs almost parallel with the present-day Maros River.

The youngest, h-paleo-drainage, existed just for a short time (from 1.9 ± 0.3 until 1.6 ± 1.3 ka). Its paleo-drainage followed the present-day Maros River on its upstream section, then it turned to southwest. Nowadays the Aranka Brook follows this channel. Thus, the present day direction of the Maros River in the axis of the alluvial fan is quite young, and it probably exists just since Roman Times.

Some of the paleo-directions are corresponding with previous works. The a, b, c and e-paleo-directions are similar with directions defined by *Mike* (1975a) and *Somogyi* (1961), while the f and h-paleo-directions were also identified by *Mike* (1975b). The c-paleo-direction is very similar with the paleo-channel defined by *Borsy* (1989).

There were some examinations (Borsy 1989) to determine the ages of these channels, but that results were not precise. Mike (1991) defined the paleo-directions and the ages of the channels by the sedimentation of the channels. But the ages of the channels determined by Mike (1991) were younger like the OSL ages defined by my research.

Evolution history of the Maros River alluvial fan

During the Pleistocene and the Holocene intensive tectonic movement occurred, which affected the paleo-direction changes on the Maros River alluvial fan.

The tectonic movements, the climatic conditions (precipitation and temperature) and the vegetation contributed to the changes of the fluvial system. The alteration of the surfacial run-off and the slope conditions resulted in water and sediment discharge changes of the paleo-channels. The changes of these parameters effected the alteration of the channel pattern.

Generally, when the climate was warm and wet denser vegetation developed, while when the climate was cool and dry sparse vegetation was typical (Járainé Komlódi 2000, Murray and Paola 2003). When dense vegetation formed, usually meandering channel pattern developed, because the denser vegetation could decrease the run-off and effectively control the lateral migration of the channels (Brooks *et al.* 2003, Nádor *et al.* 2007b, Tooth *et al.* 2009). In contrary, when the climate was cool and dry the vegetation became sparse, which resulted in increased surface runoff, which caused the formation of braided channel pattern. This pattern could develop because the banks were not stabilized by vegetation, thus lateral erosion could be active.

However, the connection between climate and channel pattern is not so clear, as sometimes the meandering, anastomosing and braided patterns co-existed. It means that the climatic conditions and the vegetation were not the only factors which affected the channel pattern. For example when the water and sediment discharge decreased the infiltration could increase (Nádor *et al.* 2007b). Besides, the slope of the alluvial fan also influenced the channel patterns.

In general, on the Maros River alluvial fan meandering channels developed during periods when the water and sediment discharge decreased. On the other, hand greater discharge was typical when the climate became cold and dry, which could form the development of the braided channels. During the Holocene (Subboreal and Subatlantic Phases) the river transported coarser sediment than during the Pleistocene. This coarser sediment appeared in the bedload sediment of the meandering channels too. Thus, probably the Maros River had greater energy during the Holocene, which was also reflected by the intensive aggradation rate of the floodplain, though the discharge of the channels decreased.